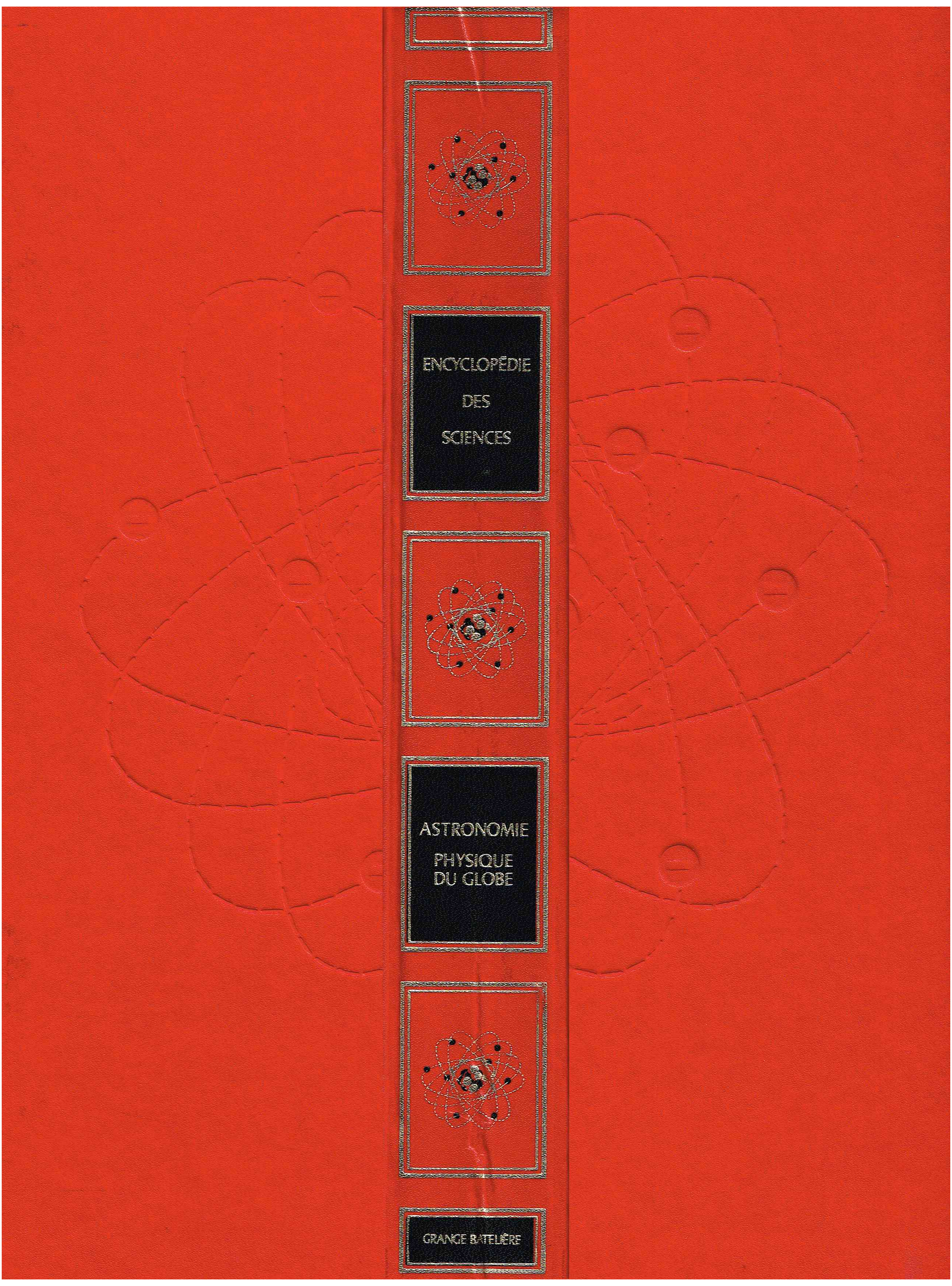

ENCYCLOPÉDIE
DES
SCIENCES
ASTRONOMIE
PHYSIQUE
DU GLOBE
GRANGE BATELIÈRE

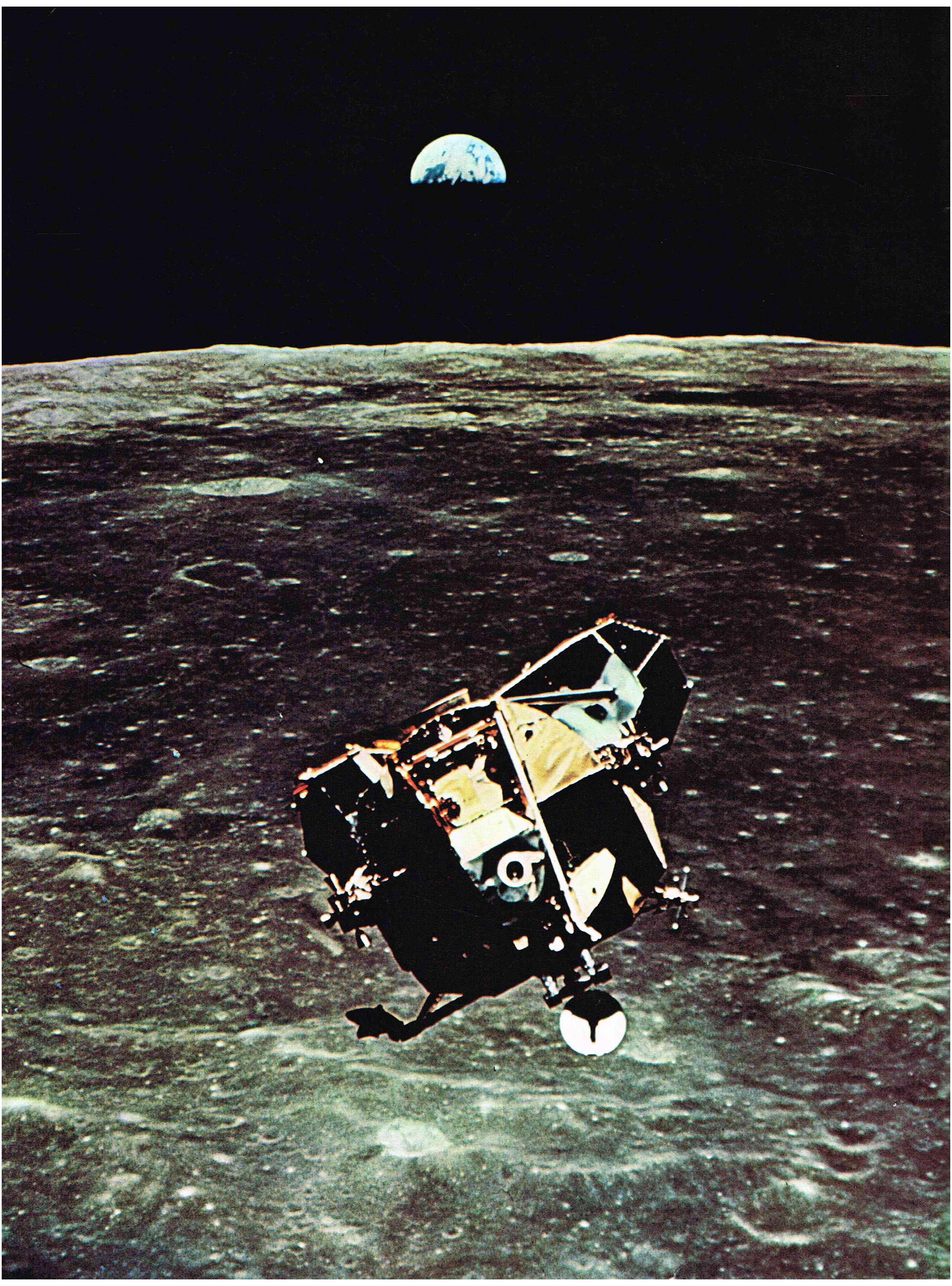
GRANDE ENCYCLOPÉDIE
ALPHA
DES SCIENCES
ET DES TECHNIQUES

ASTRONOMIE

—

PHYSIQUE DU GLOBE

GRANGE BATELIÈRE, ÉDITIONS ATLAS, PARIS - ÉDITIONS KISTER, GENÈVE
ÉDITIONS ÉRASME, BRUXELLES-ANVERS



Ont collaboré à ce volume :

Ch. FEHRENBACH, pour l'astronomie.
C. de BÉNAZÉ, pour les généralités sur la physique du globe,
la séismologie, la gravimétrie, le géomagnétisme,
la prospection géophysique.
H. MONGE, pour la géodésie.
L. LAPOINTE, pour la topographie.
D. CRÉMONT, pour la photogrammétrie.
R. CUÉNIN, pour la cartographie.
C. FONS, pour la météorologie et la climatologie.
C. BENOIT, pour les océans; océanographie, océanologie.

Les schémas portant la référence Richard Colin
ont été réalisés d'après des croquis fournis par les auteurs.

Réalisation	IDÉES ET ÉDITIONS 16, avenue de Friedland, 75008 Paris
Comité de direction	Simone DEVAUX, Uberto TOSCO.
Rédaction	Patrick PHLIPONEAU, Françoise MENU, Marie-Noëlle PAILLETTE, Vanina DORÉ, Monique LIONS-GENTIL.
Recherche de l'illustration	Mathilde RIEUSSEC.
Mise en pages	Tito TOPIN et Serge BROCHE.
Illustrations techniques	Richard COLIN.
Coordinateur des dessins	Mario LOGLI.
Fabrication	Sylvia COLIN, Jocelyne DUCHESNE, Jocelyne TÉPÉNIER.

Photo Research International

Dans ce volume :


Mount Wilson and Palomar Observatories

L'ASTRONOMIE

GÉNÉRALITÉS SUR L'ASTRONOMIE

Historique

L'astronomie est considérée par tous comme la plus ancienne des sciences. En effet, dès l'aube de la civilisation, l'homme a été frappé par l'aspect changeant du ciel : l'alternance des jours et des nuits, les phases de la Lune, les constellations variables suivant les saisons, le lever et le coucher des astres, la présence ou l'absence de l'étoile du Berger, l'apparition des comètes.

Il a essayé de comprendre la succession de ces phénomènes et de les expliquer. C'est ainsi qu'un grand nombre de « systèmes du monde » plus ou moins ingénieux et compliqués furent édifiés et, sous l'influence des civilisations et des religions, élevés en dogmes. Il fallut attendre le XVIe siècle avec Copernic, Kepler, Galilée et ensuite Newton pour arriver à un système qui est maintenant définitif, au moins pour l'Univers du système solaire et de la Voie lactée. Cependant, même au XXe siècle, la science de l'Univers dans son entier, ou cosmologie, est loin d'être arrivée à un état satisfaisant.

Science d'observation au début, elle devint vite une science de déduction car les hommes reconnurent, sans les comprendre, des périodicités qui leur permirent de prédire avec plus ou moins de succès les phénomènes. Certains sont rares et souvent compliqués, notamment les éclipses de Soleil dans une région donnée de la Terre, ou l'apparition des comètes. Il fallut attendre de disposer des relations écrites d'anciennes observations pour en déduire des lois, et ce n'est qu'au début des Temps modernes qu'on établit un système simple du monde représentant la réalité avec une grande précision.

Naturellement, la cause profonde et le pourquoi de cet Univers étrange dans lequel nous vivons ne sont pas encore connus. Nous savons que tout notre système solaire et notre Voie lactée s'expliquent si l'on admet, d'une part, que les lois profondes, l'attraction universelle, la nature de la matière et les lois du rayonnement électromagnétique s'appliquent à tout l'Univers et, d'autre part, que le monde est tel qu'il est. Il reste à connaître comment il était au « début des temps » — si cette notion a une signification. A ce sujet les idées divergent, et il est difficile d'envisager ce qu'il sera dans un temps très éloigné.

Science d'observation, l'astronomie fut dès le début une science extrêmement pratique et utilitaire. La relation entre la position plus ou moins élevée dans le ciel du Soleil et les saisons apparut rapidement. Le retour des saisons, si essentiel pour l'agriculteur, le berger et le chasseur, amena assez rapidement les hommes à déterminer la longueur de l'année en jours. Le cycle lunaire est moins important pour les peuples habitant loin d'un grand océan, mais la régularité du retour des phases de la Lune permit de diviser l'année en mois ; toutefois, du fait que l'année ne comprend pas un nombre exact de mois, de grandes difficultés apparurent, et les civilisations développèrent des solutions diverses pour leurs calendriers.

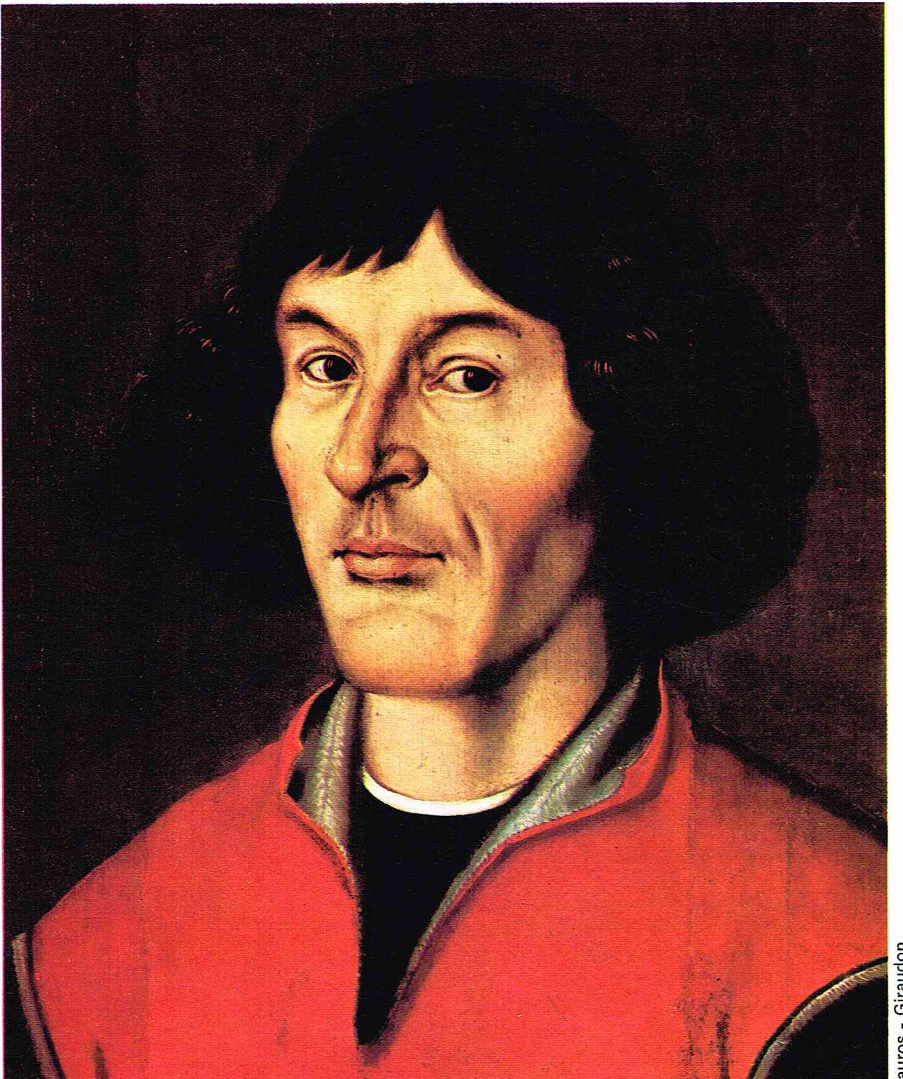
▲ *L'astronomie est considérée comme la plus ancienne des sciences ; un grand nombre de « systèmes du monde » ont été édifiés à travers les âges, mais c'est à des hommes tels que Copernic, Kepler, Galilée et ensuite Newton que l'on doit le système définitif de l'Univers du système solaire et de la Voie lactée. Ici, la galaxie NGC 7331 dans la constellation de Pégase.*

La prédiction astronomique devint encore plus importante lorsque l'on associa, tout à fait à tort, des événements terrestres à des configurations célestes : par exemple, les éclipses de Soleil ou les apparitions de comètes à la mort des rois ou à des cataclysmes terrestres. Comme on ne savait pas que ces coïncidences étaient fortuites, la pure science d'observation devint rapidement une science divinatoire. Mais il faut reconnaître que les connaissances astronomiques se développèrent à cause de ces besoins astrologiques. En fait, jusqu'à la Renaissance, l'astrologie était, comme l'alchimie, une science qui ne se distinguait guère de l'astronomie. Ainsi, Kepler fit encore des horoscopes pour gagner sa vie (mais nous avons de bonnes raisons de penser qu'il n'y croyait pas).

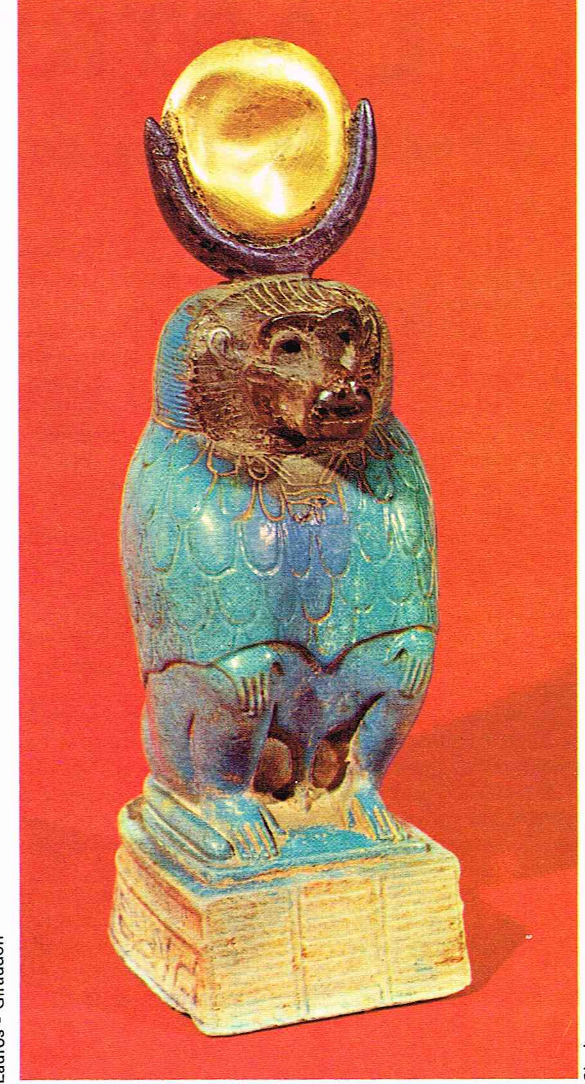
L'utilité pratique de l'astronomie devint de plus en plus importante lorsque les besoins des voyages et de la navigation amenèrent les hommes à mesurer les dimensions de la Terre et à dresser des cartes. Le lever des cartes et la navigation entraînèrent automatiquement la nécessité de connaître l'heure avec précision. On se rend mal compte aujourd'hui de ces besoins ; si les divers pays développèrent, à partir du XVIIe siècle, des institutions spéciales pour la détermination des longitudes sur terre et en mer, cela fut plus pour développer leur commerce et la navigation que pour la beauté de l'astronomie. Ainsi, le Danois O. Roemer découvrit en 1676 à l'Observatoire de Paris que la lumière se propageait avec une vitesse non infinie, parce que J.-B. Cassini, alors directeur de l'Observatoire, lui demanda d'établir des tables précises des éclipses et des passages des satellites de Jupiter. L'observation de ces phénomènes était alors une des seules méthodes pour déterminer le temps dans une échelle absolue et, par la comparaison avec le temps local, déterminer les longitudes. Le problème du « transport de l'heure » fut résolu plus tard par l'invention du chronomètre à ressort spiral qu'il est facile de transporter. La radiotélégraphie donna une solution définitive au XXe siècle.

Les anciens navigateurs étaient obligés de faire le point en mer par l'observation directe des astres. Si cette navigation astronomique est aujourd'hui pratiquement abandonnée, il ne faut pas oublier que ces progrès sont dus aux découvertes de l'astronomie et de la physique. Ainsi, la prévision des marées n'est possible qu'à l'aide de tables de la Lune ; le lancement des satellites nécessite la connaissance exacte des lois de l'astronomie. Les méthodes de navigation marine ou aérienne par inertie et maintenant celles de la localisation des navires à l'aide des satellites artificiels découlent des lois de l'astronomie.

▼ *A gauche, un portrait de l'astronome polonais* Nicolas Copernic. *A droite, sculpture égyptienne représentant le dieu lunaire Thot (Paris, musée du Louvre).*



Lauros - Giraudon



Ciccione

Cependant, cette façon de plaider la cause de l'astronomie moderne est bien mauvaise car on peut dire, sans contradiction possible, que toute la science est fille de l'astronomie. Les principes de l'inertie, la loi de l'attraction universelle, fondement de toute la mécanique, sont des découvertes d'astronomes. L'équivalence de l'énergie et de la matière découverte par Einstein est une conséquence de la loi de la Relativité, un des fondements de l'astronomie. La structure atomique, identique dans tout l'Univers, la découverte de l'hélium dans le Soleil, l'idée que la chaleur du Soleil est de l'énergie nucléaire résultent d'observations astronomiques. L'expérience montre que des découvertes astronomiques inattendues comme celle des naines blanches, étoiles cent mille fois plus denses que le Soleil dont la masse spécifique est sensiblement celle de l'eau, ont incité les physiciens à étudier cet état de la matière, qu'on nomme maintenant de la matière dégénérée, et dont la connaissance est fondamentale dans l'étude du noyau atomique.

De nouvelles énigmes, les quasars et les pulsars, que nous décrirons plus loin, ne seront résolues que par de nouvelles découvertes en physique. Il est donc impossible de nier cette utilité fondamentale de l'astronomie. Le magnifique laboratoire d'observation que constitue le ciel est le guide indispensable, le garde-fou des théoriciens imaginatifs : le monde est tel qu'il est, et les théories doivent se plier à cette réalité.

La reconnaissance de ces possibilités ne fut pas immédiate et même de grands esprits pensèrent que la connaissance de l'Univers nous serait à jamais voilée. Auguste Comte lui-même posait des barrières insurmontables pour l'astronomie. En 1835, il écrivait : « En astronomie, on se limitera toujours à la connaissance des phénomènes géométriques et mécaniques que les mathématiciens se chargeront de rassembler en des théories générales. Toute tentative pour sortir de ce domaine naturel sera vaine... Seuls les corps que notre vision a la possibilité d'explorer au loin pourront être étudiés en ce qui concerne leurs dimensions et leurs mouvements qui constituent, à notre avis, leur seul réalité existentielle... Mais nous ne pourrons jamais savoir quelles sont leur composition chimique ni leur structure minérale. » Pourtant, la branche de l'astronomie qui fut plus tard appelée l'astrophysique existait déjà. En 1802, le physicien anglais W. H. Wollaston, observant le Soleil à travers un prisme devant lequel il avait placé une plaque percée d'une fente, avait remarqué dans la bande colorée ainsi obtenue, que nous nommons aujourd'hui un spectre, un certain nombre de raies obscures, parallèles à la fente. C'étaient les raies produites par les éléments chimiques présents dans l'atmosphère du Soleil. L'Allemand J. Fraunhofer, recommençant quelque temps plus tard cette expérience pour son compte, compta 576 raies. Il dessina en 1815, pour la première fois, le spectre solaire et découvrit en 1817 que les spectres des étoiles différaient les uns des autres, alors que ceux des planètes et de leurs satellites étaient identiques à celui du Soleil.

Plus tard, des branches nouvelles de l'astronomie se développèrent : la radioastronomie, l'astronomie des rayons X et γ, l'astronomie de l'infrarouge, etc. L'astronomie, naguère science d'observation, s'est même transformée ces derniers temps en une véritable science expérimentale. Des sondes explorent le système solaire et analysent le sol de la Lune et des planètes et en ramènent des échantillons. Enfin, les astronomes et les biologistes peuvent aborder avec de nouveaux outils l'un des problèmes les plus passionnants : celui de la pluralité des mondes habités, que Fontenelle avait déjà évoqué en 1686.

La lumière et les ténèbres

Dès qu'ils cherchèrent à comprendre la nature des phénomènes, les hommes s'émerveillèrent de l'existence de la lumière et des ténèbres, bien avant celle des corps célestes. En effet, que sont la lumière et les ténèbres, le jour et la nuit? Il nous semble maintenant évident que le Soleil est la source de la lumière et de la chaleur, mais il n'en fut pas toujours ainsi. On croyait jadis que la lumière avait été créée dès l'origine, avant toute chose; le Soleil n'était pas considéré comme la cause de la luminosité du ciel. On pensait qu'il était en quelque sorte encastré sur le fond lumineux du jour, ajoutant seulement son éclat à celui du ciel. On en voulait pour preuve qu'il fait jour même lorsque le Soleil est caché par les nuages et qu'il existe une lumière zodiacale. Au IV[e] siècle après J.-C. encore, saint Ambroise écrivait : « On ne doit pas oublier que la lumière du jour est une chose et que celle du Soleil, de la Lune et des étoiles en est une autre, le Soleil et ses rayons donnant simplement de l'éclat à la lumière diurne. En effet, avant la naissance du Soleil régnait le jour, mais sans avoir la splendeur que devait lui conférer celui-ci. »

De manière analogue, les ténèbres n'étaient pas considérées comme une simple absence de lumière, mais comme une réalité active, génératrice d'esprits et de démons. Les ténèbres étaient une vapeur noire montant le soir des profondeurs de la Terre. La survivance de ces croyances de la lumière et des ténèbres et de leur indépendance du Soleil, de la Lune et des étoiles a marqué la pensée humaine presque jusqu'à nos jours. On comprend ainsi l'ancienne terreur des éclipses, dont on rendait responsable non pas la Lune, mais le dragon des ténèbres et du Mal : il s'agissait d'une tragédie cosmique et spirituelle. Mais, malgré la mythologie et les conceptions animistes de la nature, le long et sinueux chemin que devait parcourir la science astronomique s'ouvrait devant les hommes.

Étoiles, planètes et comètes

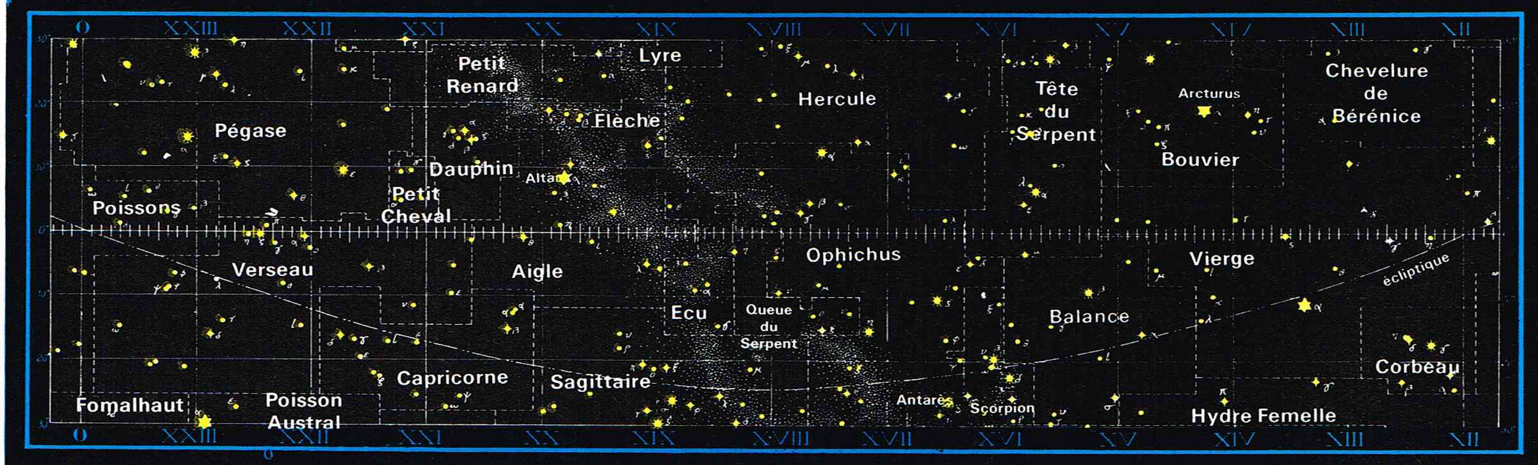
Le lever et le coucher réguliers du Soleil, les phases de la Lune et la lumière zodiacale ont certainement été les phénomènes qui ont le plus impressionné les premiers observateurs du ciel. Ceux-ci remarquèrent aussi les étoiles qui se déplacent d'est en ouest comme le Soleil et la Lune, mais ne changent pas de positions relatives. Les étoiles apparaissaient réunies en groupes ou figures. Les Babyloniens furent les premiers à diviser la voûte céleste en constellations, selon les figures que reprirent les Égyptiens et les Grecs.

▶ Pages suivantes, représentation, à gauche, des constellations de l'hémisphère boréal entre la déclinaison + 20° et le pôle Nord (en haut) et des constellations de la zone équatoriale entre l'équateur et les déclinaisons + 30° et − 30° (en bas); à droite, en haut, les constellations de l'hémisphère austral entre la déclinaison − 20° et le pôle Sud; en bas, les constellations de la zone équatoriale entre l'équateur et les déclinaisons + 30° et − 30°.

▶ Pages suivantes

Taureau
Cocher
Gémeaux
Pollux
Castor
Cancer
Bélier
Persée
Chèvre
Lynx
Triangle
Algol
Poissons
Petit Lion
Grande Ourse
Girafe
Andromède
Cassiopée
Lion
Polaire
Céphée
Petite Ourse
Mizar
Chiens de chasse
Chevelure de Bérénice
Lézard
Pégase
Dragon
Cygne
Bouvier
Hercule
Lyre
Vega
Couronne Boréale
Petit Renard

LES CONSTELLATIONS DANS L'HEMISPHERE BOREAL, DE LA DECLINAISON + 20° AU POLE NORD.

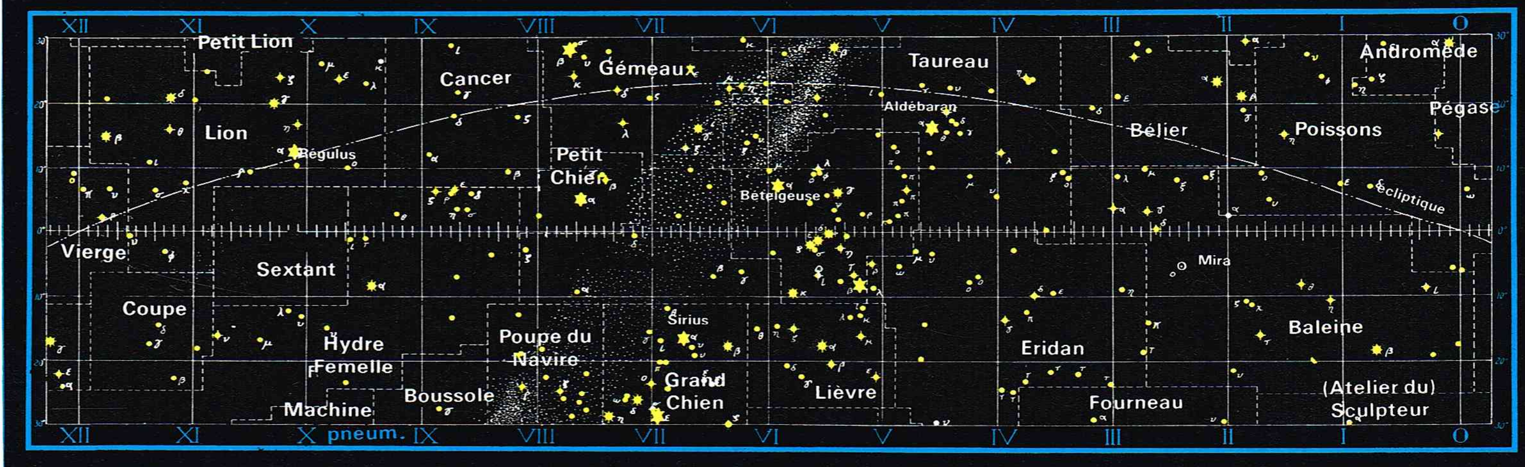


LES CONSTELLATIONS DE LA ZONE EQUATORIALE JUSQU'AUX DECLINAISONS + OU – 30°.

I.G.D.A.

Grand Chien
Lièvre
Eridan
Colombe
Boussole
Poupe du navire
Peintre
Horloge
Fourneau
Carène du navire
Machine pneumatique
Voiles du navire
Dorade
Réticule
POISSON VOLANT
Grand Nuage MAGELLAN
Table
Hydre mâle
Baleine
Atelier du sculpteur
Hydre femelle
Petit Nuage MAGELLAN
Phénix
Centaure
Croix du Sud
Mouche
Caméléon
Toucan
Compas
Oiseau de paradis
Octant
Verseau
Triangle austral
Grue
Paon
(Oiseau) indien
Poisson austral
Règle
Télescope
Microscope
Autel
Loup
Balance
Couronne australe
Sagittaire
Capricorne
Scorpion
Antarès

LES CONSTELLATIONS DE L'HEMISPHERE AUSTRAL DE LA DECLINAISON – 20° AU POLE SUD



LES CONSTELLATIONS DE LA ZONE EQUATORIALE JUSQU'AUX DECLINAISONS + OU – 30°

I.G.D.A.

L'astronomie moderne a gardé ces constellations, qui restent utiles pour désigner simplement une étoile. En principe, l'étoile la plus brillante d'une constellation est indiquée par la lettre alpha (α), la seconde par bêta (β) et ainsi de suite. Les étoiles variables sont désignées par des majuscules simples ou doubles, par exemple R ou RS. Ces lettres sont suivies du nom de la constellation en latin au génitif. Les noms des constellations sont souvent abrégés par trois lettres. Les étoiles brillantes ont souvent des noms propres anciens, venant de l'Antiquité ou du monde arabe. Ainsi, Véga est α Lyrae ou plus simplement α Lyr ; Deneb est α Cyg. Pour éviter toute confusion, l'Union astronomique internationale a codifié cette désignation en définissant rigoureusement les constellations ; elles sont limitées sur la sphère céleste par des arcs de cercle tracés de façon à garder aux étoiles le plus grand nombre possible de noms traditionnels. Certaines constellations ont été supprimées, d'autres ont été ajoutées, notamment dans le ciel austral. Naturellement, les constellations, à côté de cet aspect historique et de la commodité de langage qu'elles introduisent, n'ont aucune valeur scientifique et représentent un héritage respectable d'un passé ancien. Nous ne dessinons plus sur nos cartes célestes ces belles figures allégoriques qui illustraient les cartes anciennes.

Parmi toutes ces étoiles, cinq ne pouvaient être attribuées à des constellations, car elles se déplaçaient parmi elles. Les Grecs les nommèrent asteres planetai, *c'est-à-dire étoiles errantes, ou planètes. L'histoire ne nous a pas transmis dans quel ordre elles furent découvertes. On pense que Mercure a été découvert après Vénus et Jupiter, qui sont les plus brillantes. Combien de siècles a-t-il fallu pour reconnaître que la Vénus vespérale, ou Vesper, est le même astre que la Vénus matutinale, ou Hesperos ? Les Anciens réalisèrent donc que les cinq planètes : Mercure, Vénus, Mars, Jupiter et Saturne étaient des astres différents des étoiles. Nous savons aujourd'hui qu'il s'agit de corps célestes tournant autour du Soleil comme le fait la Terre.*

D'autres phénomènes apparaissaient sur la sphère céleste : des étoiles filantes qui parcouraient le firmament en l'espace de quelques secondes, certaines pouvant être très brillantes ; des astres, quelquefois très brillants, présentant une grande chevelure, d'où leur nom de comètes (du grec kometes *qui signifie chevelu), apparaissaient et restaient visibles pendant quelques jours ou semaines en se déplaçant parmi les constellations. Pendant toute l'Antiquité, les étoiles filantes, les météores et les comètes furent regardés comme des phénomènes liés au monde sublunaire changeant, c'est-à-dire à la Terre. C'est partiellement vrai pour les étoiles filantes et les météores, mais les comètes gravitent comme les planètes autour du Soleil.*

Le zodiaque

*Les hommes s'aperçurent assez vite que les planètes et la Lune, dans leurs courses, ne s'éloignaient guère du chemin suivi par le Soleil dans son mouvement apparent. Les astronomes appelèrent ce grand cercle l'*écliptique *parce que c'est aussi le lieu géométrique des éclipses de Lune (nous verrons que c'est aussi le plan qui contient l'orbite réelle que décrit la Terre autour du Soleil). Les Anciens nommèrent* zodiaque *la zone de la sphère céleste s'étendant de 8,5° de part et d'autre de l'écliptique et ils la divisèrent en douze parties égales, ou signes. Le premier signe commence au point vernal, qui est à l'endroit où se trouve le Soleil à l'équinoxe de printemps lorsqu'il passe de l'hémisphère Sud à l'hémisphère Nord. Ils donnèrent aux signes du zodiaque le nom des constellations avec lesquelles ils coïncidaient. Lorsque le zodiaque fut adopté, environ 1000 ans avant J.-C., ces constellations étaient dans l'ordre : le Bélier, le Taureau, les Gémeaux, le Cancer, le Lion, la Vierge, la Balance, le Scorpion, le Sagittaire, le Capricorne, le Verseau et les Poissons.*

En raison du phénomène de la précession des équinoxes, le point vernal se déplace dans le sens rétrograde de 50'',26 par an, de sorte qu'il effectue un tour complet en 25 800 ans. Il résulte de ce mouvement qu'actuellement le point vernal n'est plus dans la constellation du Bélier mais au milieu de la constellation des Poissons. Néanmoins, on dira que le Soleil entre dans le signe du Bélier. Le point vernal est toujours représenté par la lettre γ (gamma) qui est la déformation du signe Bélier ♈. Cependant, on se demande quelle peut être la signification de ce langage.

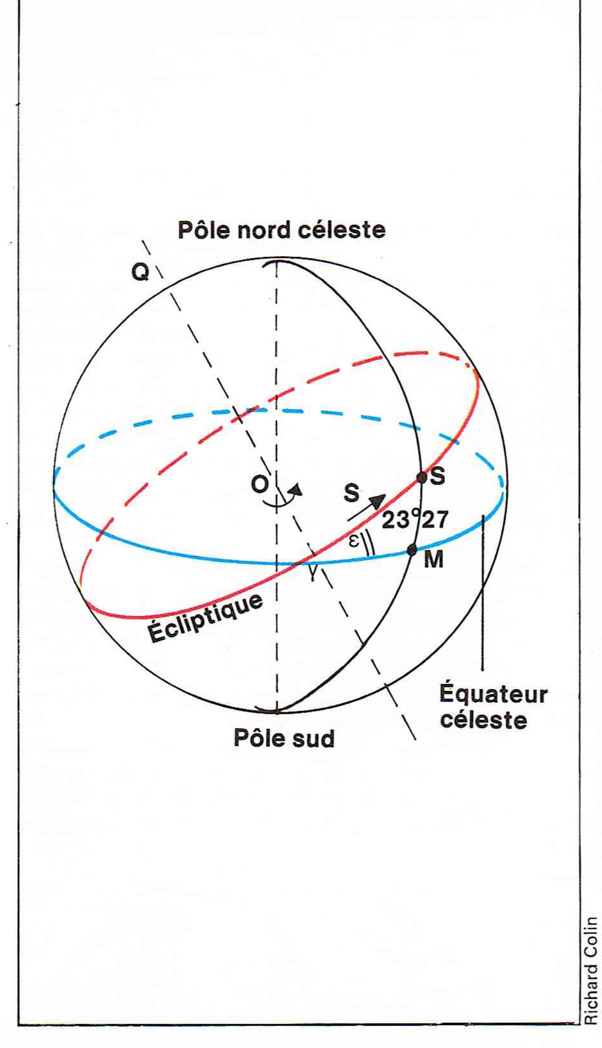
C'est également cette ancienne division du zodiaque en signes, *ou* maisons, *qui explique le nom des tropiques du Cancer et du Capricorne. Ce sont les points de la Terre où le Soleil est au zénith en été et en hiver. A ces époques, le Soleil est dans les constellations des Gémeaux et du Sagittaire et non dans celles du Cancer et du Capricorne, comme il y a 3 000 ans.*

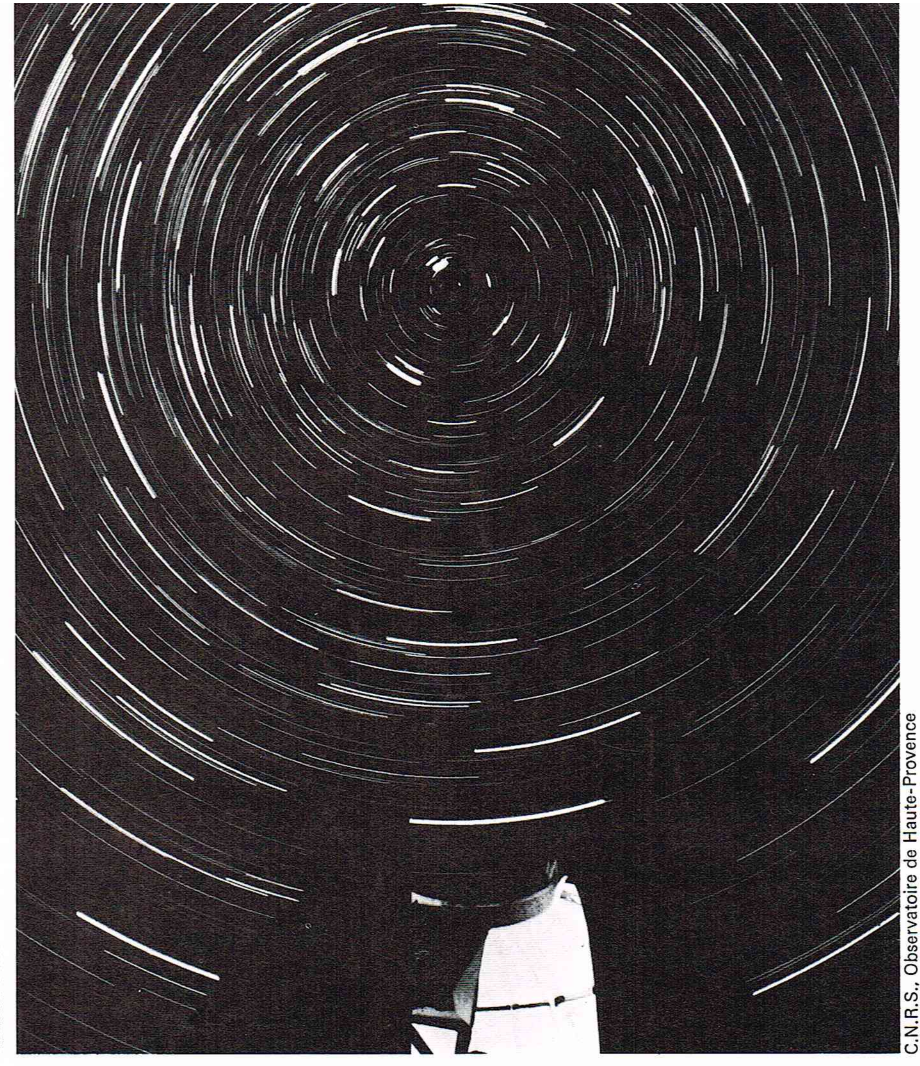
Il est difficile, sinon impossible, d'observer le passage du Soleil parmi les constellations qui ne sont pas visibles, à cause de l'éclat du Soleil. Tout au plus peut-on constater qu'une étoile cachée par l'éclat solaire redevient visible le matin un peu avant le lever du Soleil. Les Égyptiens avaient aussi constaté que l'étoile Sirius, qu'ils appelaient Serepedet (Sothis pour les Grecs), redevenait visible le matin juste avant le lever du Soleil, peu de temps après le début de la grande crue du Nil. Ce phénomène est appelé le « lever héliaque de Sirius ». La crue du Nil est liée à l'année solaire et la coïncidence avec le lever héliaque était fortuite. Aujourd'hui, du moins avant la construction du barrage d'Assouan, les crues du Nil ont lieu deux mois avant le lever héliaque.

Le mouvement des astres

Lorsqu'on regarde le ciel la nuit, on constate qu'une étoile comme Sirius se lève vers l'est, décrit une courbe qui l'élève dans le ciel et qu'après une course de près de 10 heures sous nos latitudes, elle se recouche à l'ouest. Un examen plus attentif montre que la trajectoire apparente de cette étoile est un cercle de la sphère céleste.

Si l'on examine sous nos latitudes une étoile située vers le nord, on constate que le cercle qu'elle décrit ne coupe plus l'horizon ; une photographie, facile à faire, montre que toutes les étoiles décrivent des cercles centrés sur un point sensiblement situé près de l'étoile Polaire, α UMi. Comme les constellations ne changent pas d'aspect, tout se passe comme si elles étaient dessinées sur la sphère céleste et que celle-ci tournât de l'est vers l'ouest. Cette sphère théorique porte le nom





▲ *A gauche, représentation schématique du mouvement du Soleil : O, observateur ; S, soleil ; γ, point vernal ; Q, pôle de l'écliptique ; γM, ascension droite du Soleil ; MS, déclinaison du Soleil. A droite, les étoiles décrivent des arcs de cercle centrés sur un même point : le pôle. Les traces des étoiles éloignées du pôle sont longues, celles du voisinage sont courtes. Mais toutes les étoiles ont décrit la même fraction du cercle : exactement la seizième partie, ce qui correspond à une pose d'environ une heure et demie. Au premier plan, illuminée, la coupole de 120 cm de l'Observatoire de Haute-Provence.*

de sphère des étoiles, *ou* sphère des fixes. *Si, avec nos moyens actuels, nous déterminons sur une montre ordinaire l'heure du lever d'une étoile, par exemple Sirius, nous constatons que de jour en jour ce lever a lieu chaque jour plus tôt d'environ 4 minutes, exactement 3 minutes 56 secondes. On peut donc dire que la sphère des fixes fait un tour en 24 heures moins 3 minutes 56 secondes, soit en 23 heures 56 minutes 4 secondes. Il s'agit du* jour des étoiles, *ou* jour sidéral. *Nous savons aujourd'hui que c'est, en fait, la sphère des étoiles qui est fixe et que c'est la Terre qui tourne autour de sa ligne des pôles d'ouest en est avec cette période de 23 heures 56 minutes 4 secondes.*

Examinons maintenant une planète comme Jupiter. Pour des observateurs peu attentifs, il se lève et se couche comme une étoile, mais si l'on y regarde de plus près, on constate que Jupiter n'est pas, au contraire des étoiles, piqué sur la sphère des fixes mais qu'il se déplace parmi les étoiles. Ce mouvement est dirigé vers l'est, et en une année, Jupiter se déplace ainsi de 30°, mais ce mouvement n'est pas régulier ; au moment où Jupiter est le mieux visible, culminant à minuit vers le sud, son mouvement est dirigé vers l'ouest. On dit que la planète est en mouvement rétrograde. Ce mouvement se ralentit ensuite pendant 60 jours jusqu'à s'annuler. Jupiter est alors stationnaire parmi les étoiles ; puis, pendant 280 jours, il se déplace parmi les étoiles, vers l'est, de plus en plus rapidement ; il disparaît d'ailleurs dans les lueurs du crépuscule pour réapparaître ensuite le matin à l'aurore. Il devient stationnaire et commence à rétrograder pour boucler en 398,9 jours le cycle que nous avons décrit. Sur une carte céleste, la trajectoire de Jupiter est une courbe compliquée qui se répète tous les 13 mois dans une autre constellation. Il en est de même pour les autres planètes. L'explication de ce mouvement a posé aux Anciens des problèmes ardus qu'ils ont résolus avec plus ou moins de bonheur. Nous l'expliquerons par le mouvement relatif de la Terre sur son orbite et de la planète sur la sienne.

Le mouvement de la Lune est à la fois plus complexe et plus simple. Plus simple car le mouvement de la Lune parmi les étoiles est toujours dirigé vers l'est. Il est d'ailleurs très rapide : la Lune se déplace en moyenne de son diamètre en une heure, soit environ 13° en un jour. Il en résulte que d'un jour à l'autre, la Lune se lève et se couche en moyenne 49 minutes plus tard. Mais ce mouvement est en fait complexe, car il n'est pas uniforme ; les Anciens l'avaient déjà observé. Après avoir fait le tour de la sphère céleste en 27 jours 8 heures, la Lune n'occupe plus exactement la même place parmi les étoiles. Sa trajectoire ne se boucle pas sur elle-même. Nous savons aujourd'hui que la Lune tourne autour de la Terre en un mois, mais que le plan de l'orbite n'est pas fixe.

Comme nous l'avons déjà signalé, il est difficile d'observer le mouvement du Soleil au milieu des constellations. On peut néanmoins déterminer ce mouvement, et on constate alors que le Soleil décrit parmi les étoiles un grand cercle : l'écliptique, et qu'il retrouve rigoureusement sa place près des mêmes étoiles après 365 jours 6 heures 9 minutes 10 secondes. Cette trajectoire, inclinée de 23° 27' sur l'équateur, est l'écliptique, *et la période citée est* l'année sidérale *qui est la période de révolution de la Terre autour du Soleil quand on prend pour repère les étoiles. Ce mouvement du Soleil, que nous décrirons avec plus de détails, le fait passer successivement par les constellations zodiacales que nous avons citées précédemment. Vers le 21 mars, début du printemps, le Soleil passe de l'hémisphère austral à l'hémisphère boréal. Il est alors au point vernal, qui se trouve actuellement dans la constellation des Poissons.*

Le système des sphères cristallines et Copernic

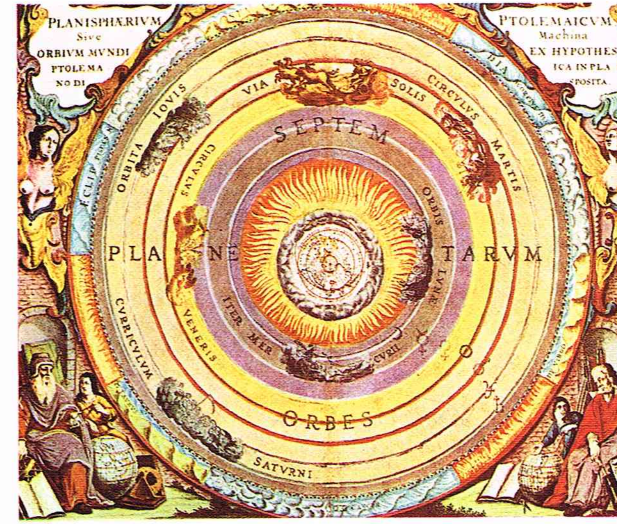
Les Anciens expliquaient les mouvements des étoiles fixes et des planètes au moyen de sphères. Selon eux, les étoiles étaient fixées sur une sphère tournant autour de deux pôles diamétralement opposés ; cette conception, pour inexacte qu'elle fût, était un grand progrès par rapport à la précédente, qui supposait la Terre plate et indéfinie. En effet, il fallait non seulement considérer que la Terre était située à l'intérieur de la sphère des étoiles fixes, mais aussi supposer l'existence d'autres sphères situées à l'intérieur de la première. Ces sphères étaient mises en action par des mécanismes complexes permettant de reproduire les mouvements du Soleil et des planètes. Les Anciens ne pouvaient concevoir que les corps célestes fussent isolés les uns des autres. Ignorant les lois de la gravitation universelle, ils étaient convaincus que des corps isolés seraient immanquablement tombés sur la Terre. Il fallait donc supposer que les astres étaient fixés sur des sphères cristallines, dont les mouvements entraînaient ceux des planètes. Les mouvements des planètes étant complexes, les mécanismes devenaient de plus en plus compliqués au fur et à mesure que les observations devenaient plus précises.

C'est en 1543, année de la mort de Copernic, que fut publié le De revolutionibus orbium coelestium, *œuvre maîtresse du grand astronome polonais. L'ancienne conception* géocentrique *était remplacée par un système* héliocentrique *et par l'hypothèse, nouvelle, du double mouvement de la Terre, c'est-à-dire de rotation sur elle-même et de révolution autour du Soleil. Cette théorie fut conçue par Copernic dès 1515 et publiée sous forme d'un commentaire dès 1530. Elle se heurta immédiatement à d'importantes oppositions, pour des motifs aussi bien religieux que scientifiques. On objecta que si la Terre tournait autour du Soleil, elle devait occuper, à six mois d'intervalle, des positions très distantes l'une de l'autre, du double de la distance moyenne de la Terre au Soleil. Comment n'avait-on jusqu'alors jamais observé aucun changement dans la perspective des étoiles fixes ? Trois siècles devaient s'écouler avant que l'astronome allemand Friedrich Wilhelm Bessel réussît à mesurer cet « effet de parallaxe », qui, même pour les étoiles les plus proches, est tellement petit qu'il avait échappé jusque-là à l'observation.*

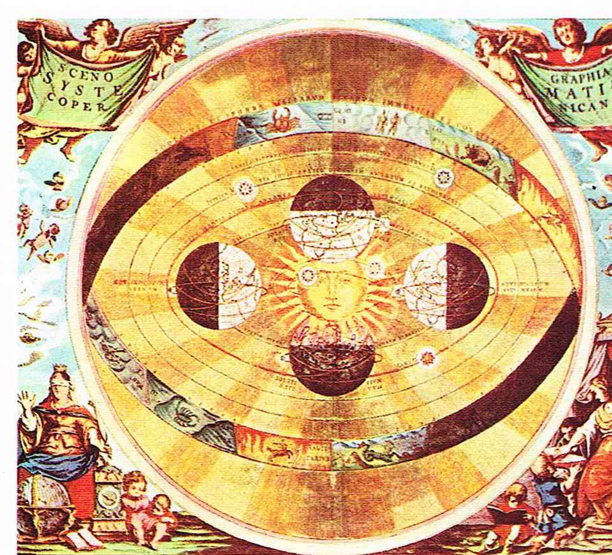
▼ Le zodiaque de Dendera, représentation égyptienne du temple d'Hator, à Dendera (époque de Tibère). Le cercle zodiacal n'est pas disposé comme dans la représentation égyptienne des constellations, mais à la façon grecque (musée du Louvre).



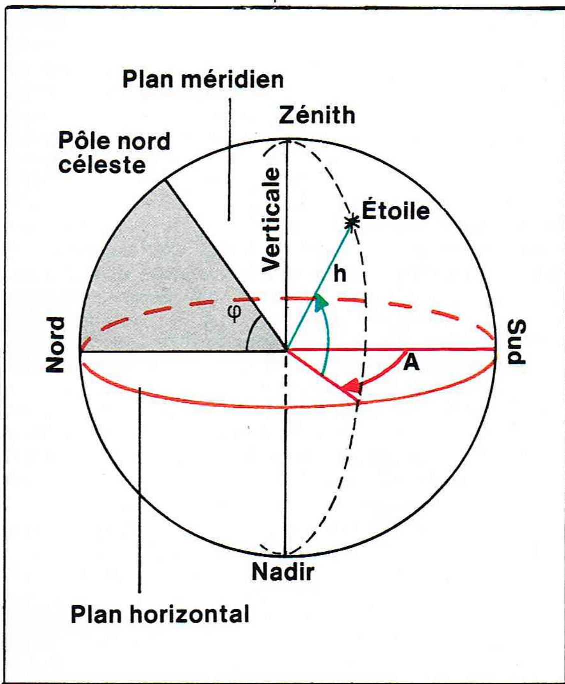

Ciccione



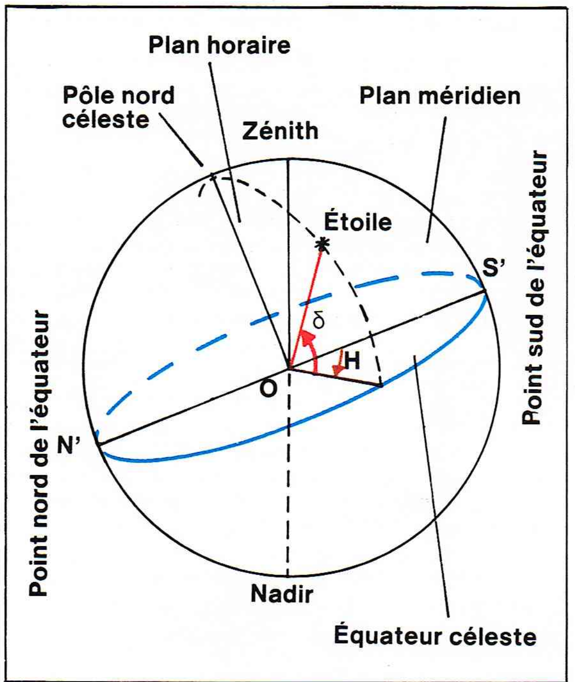
Titti



Titti



Richard Colin



Richard Colin

◀ *A gauche, représentation graphique des coordonnées horizontales d'une étoile : A, azimut ; h, hauteur ; φ, latitude du lieu. A droite, représentation graphique des coordonnées horaires d'une étoile : H, angle horaire ; δ, déclinaison.*

Les systèmes de coordonnées

Pour étudier les phénomènes célestes avec précision, il est essentiel de mesurer la position des étoiles sur la sphère céleste. Pour cela, il est nécessaire de commencer par définir les grandeurs mesurables.

Les coordonnées horizontales

Le premier système de coordonnées utilisé est le système des coordonnées horizontales. Dans ce système, les éléments de référence sont le *plan horizontal* et la *verticale*. La sphère céleste a, par définition, un rayon égal à l'unité de longueur, et son centre est l'observateur que l'on représente par un point. La verticale coupe cette sphère au *zénith* et au *nadir*. Le plan qui contient la verticale et le *pôle céleste,* point autour duquel tournent les étoiles, est le *plan méridien,* les points S et N sont le sud et le nord. L'angle que fait la direction du pôle Nord avec le point N porte le nom de *latitude* φ du lieu. Les deux coordonnées d'une étoile sur la sphère céleste sont l'*azimut* A et la *hauteur* h. Un théodolite mis correctement en station donne directement la valeur de ces deux angles. Au cours du mouvement diurne, les deux valeurs varient, la hauteur étant maximale lorsque l'étoile est dans le plan méridien.

Les coordonnées horaires

Un autre système de coordonnées est le système de coordonnées horaires. Dans ce système, une des coordonnées ne varie pas en fonction du temps. Le plan principal de ce système est le plan perpendiculaire à la ligne des pôles. Ce plan est parallèle à l'équateur terrestre ; son intersection avec la sphère céleste est l'*équateur céleste*. Les deux coordonnées de ce système sont l'*angle horaire* H compté à partir du point sud de l'équateur, et la *déclinaison* δ. Un demi-plan passant par l'axe du monde (axe joignant les deux pôles célestes) et une étoile est le *plan horaire* de cette étoile ; il coupe la sphère céleste selon un demi-cercle, appelé *cercle horaire* de l'astre. Au cours du mouvement diurne, la déclinaison δ ne varie pas et on peut alors dire que c'est l'étoile qui, piquée sur la sphère céleste, parcourt un arc de cercle parallèle à l'équateur céleste ; par contre, l'angle horaire augmente avec le temps de façon uniforme, à tel point qu'il peut servir à mesurer ce temps. Si l'astre observé est le Soleil, l'angle horaire du Soleil est le *temps solaire* (local vrai). Si c'est une étoile, l'angle horaire sera un *temps sidéral ;* il est essentiel de choisir une étoile de référence ; en fait, c'est une étoile fictive, l'intersection du plan de l'écliptique avec l'équateur céleste, ou point vernal γ. C'est l'endroit où est le Soleil à l'équinoxe de printemps. Le temps sidéral est l'angle horaire de ce point vernal. Les angles horaires et, par conséquent, les temps pourraient être mesurés en degrés et minutes. On sait qu'on a préféré diviser la circonférence en 24 parties, qui sont les heures.

Une heure équivaut à 15°. Il est 1 heure de temps solaire lorsque l'angle horaire du Soleil est de 15° (ou 1 heure). Cette division en 24 heures a été adoptée pour conserver l'ancienne habitude de diviser le jour civil en 24 heures.

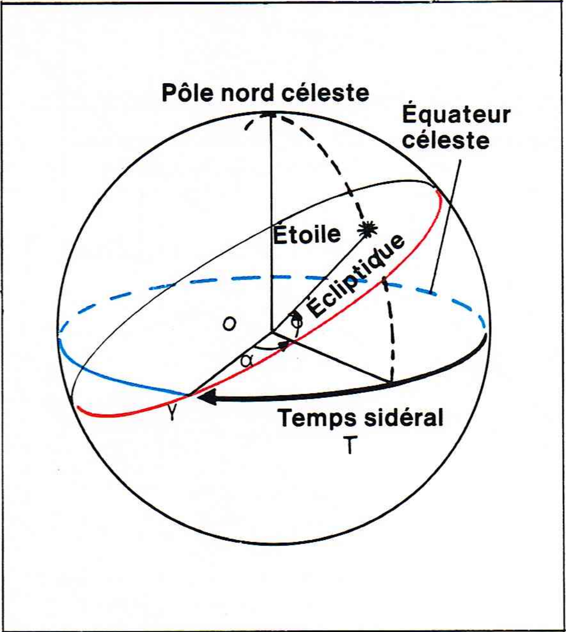
La division sexagésimale des degrés et des heures n'est pas très pratique, mais il semble difficile de la réformer.

Rappelons la signification de minute, seconde et anciennement tierce : ce sont les divisions minute, seconde, etc., du degré. Nous ne devrions pas dire minute de temps, d'arc, mais minute d'heure, de degré...

Coordonnées équatoriales

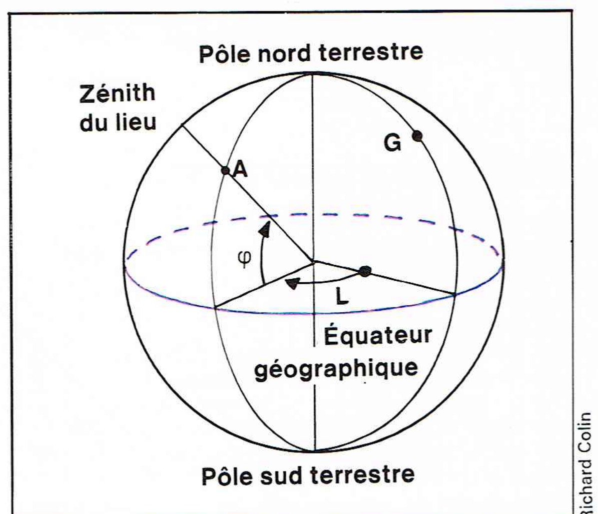
Les astronomes ont introduit un troisième système. La coordonnée H est remplacée par l'angle α mesuré à partir du point vernal ; on le compte d'ailleurs dans le sens opposé à l'angle horaire. Cet angle est l'*ascension droite* α. L'étoile qui est au méridien a une ascension droite α égale au temps sidéral. Notons que ce système de coordonnées est très voisin du système des coordonnées terrestres utilisées par les géographes. Le système des *latitudes* et *longitudes géographiques* a

◀ *Page ci-contre, à droite l'Univers : conception de Ptolémée, géocentrique (en haut), et copernicienne, héliocentrique (en bas), selon deux estampes du XVIIe siècle.*



Richard Colin

◀ *Représentation graphique des coordonnées équatoriales : γ, point vernal ; α, ascension droite ; T, temps sidéral.*

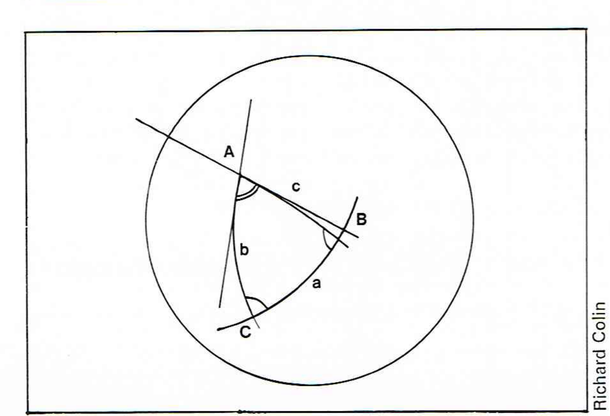


▶ *Système de* **coordonnées terrestres** *utilisées par les géographes : G, Greenwich ; φ, latitude ; L, longitude. La verticale du lieu indiqué par la direction du zénith ne passe pas rigoureusement par le centre de la Terre. A l'échelle de notre figure, la différence n'est pas visible.*

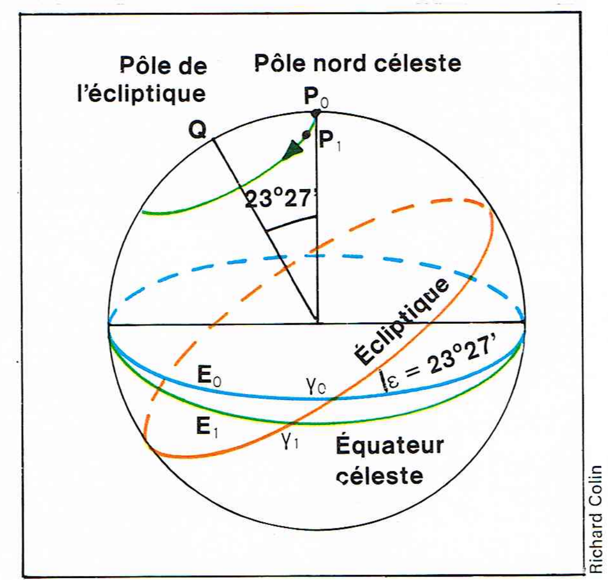
pour plan principal l'équateur terrestre et la ligne des pôles lui est perpendiculaire. On choisit comme méridien origine le méridien qui passe par l'observatoire de Greenwich. La latitude φ d'un lieu sera sa distance angulaire à l'équateur ; elle est égale à la hauteur du pôle au-dessus de l'horizon. La longitude est l'angle que fait le méridien local avec celui de Greenwich. On le mesurera en degrés, minutes et secondes ou en heures, minutes et secondes. On indiquera si le lieu est à l'est (E) ou à l'ouest (W) de Greenwich. Cette longitude est égale à la différence des temps locaux (il s'agit du temps local du lieu d'observation moins le temps local correspondant au méridien de Greenwich). Ainsi, l'Observatoire de Paris a la longitude L = 2° 20′ 14″ E ou 9 minutes 20,9 secondes E, et la latitude φ = 48° 50′ 11″.

L'introduction des systèmes de coordonnées sur la sphère a posé le problème des calculs géométriques sur cette sphère, ou *trigonométrie sphérique,* c'est-à-dire la mesure des triangles sphériques. On nomme ainsi la figure de la sphère obtenue en joignant trois sommets ABC situés sur la sphère par trois arcs de grands cercles, c'est-à-dire de cercles ayant leur centre au centre de la sphère. On nomme les segments AB, BC et CA côtés du triangle sphérique, et on introduit la notion d'angles au sommet. Par exemple, en A, les tangentes aux arcs AB et AC forment un angle que l'on désigne par la lettre A. Dans un triangle, il y a six éléments : trois côtés et trois angles. On démontre qu'il suffit d'en connaître trois pour pouvoir calculer les trois autres. Ces calculs sont aisés grâce à l'introduction des fonctions sinus, cosinus et tangentes des angles.

La trigonométrie sphérique est essentielle pour les pratiques de l'astronomie, de la géodésie, de la géographie et de la navigation astronomique.



▶ *Définition graphique des éléments d'un triangle sphérique : A, B, C, angles ; a, b, c, côtés.*



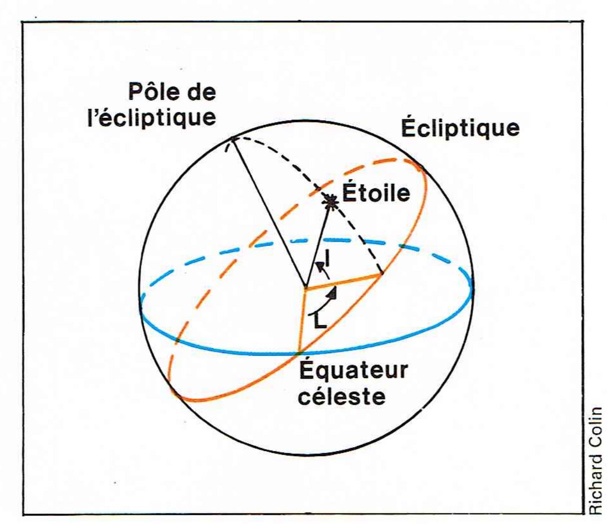
▶ *A gauche, représentation graphique de la* **précession des équinoxes** *: à l'instant t_0 le pôle est en P_0 et l'équateur en E_0 ; à l'instant t_1, le pôle est en P_1 et l'équateur en E_1. Le point vernal passe de γ_0 à γ_1, ce phénomène est* **la précession des équinoxes.** *A droite, représentation* **du phénomène de** nutation. *Le changement de direction de l'axe de la Terre qui cause la précession des équinoxes peut être comparé au mouvement de l'axe de rotation de cette toupie. L'oscillation de 17″,2 d'amplitude a une période de 18,60 ans.*

Richard Colin

La précession des équinoxes

Nous avons choisi précédemment (coordonnées horaires) la position de l'écliptique et de l'équateur terrestre à un moment donné ; ces deux plans font entre eux un angle ε = 23° 27′. L'observation a montré qu'au cours des temps la position de l'écliptique sur la sphère des étoiles et l'inclinaison ε ne varient pratiquement pas. Mais le pôle de l'équateur P décrit autour du pôle de l'écliptique Q un cercle de 23° 27′ de rayon ; la durée de la révolution est de 25 800 ans. De ce fait, le point vernal se déplace de 50″,26 sur l'écliptique dans le sens rétrograde. C'est cet important phénomène, découvert depuis plus de 2 000 ans, que l'on appelle la précession des équinoxes.

Les coordonnées α et δ d'une étoile varient au cours du temps. La nature physique de ce phénomène est maintenant bien expliquée par la théorie développée par le mathématicien français Poisson. On peut considérer la Terre comme une toupie appuyée sur un plan horizontal, mais dont l'axe de rotation fait avec la verticale un angle fixe de 23° 27′. Cet axe décrit ainsi en 25 800 ans un cône dans le sens rétrograde.



▶ *Représentation graphique des* **coordonnées écliptiques :** *γ, point vernal ; L, longitude ; l, latitude.*

L'origine de ce mouvement est due à l'influence de l'attraction du Soleil et de la Lune sur le renflement équatorial de la Terre. Celle-ci n'est, en effet, pas sphérique mais aplatie. Le rayon polaire mesure 1/298 de moins que le rayon équatorial. En fait, le phénomène est un peu plus compliqué. Au mouvement général de précession s'ajoute une petite oscillation de 17″,2 d'amplitude et ayant une période de 18,60 ans. En même temps, l'inclinaison de l'écliptique oscille avec la même période et une amplitude de 9″,2. Ce phénomène est également expliqué par l'influence de la Lune et du Soleil sur le renflement équatorial terrestre. Il porte le nom de *nutation*.

Les coordonnées écliptiques

Le système de coordonnées écliptiques est utile surtout pour les astres du système solaire. La *longitude* et la *latitude écliptiques* sont comptées dans un système ayant l'écliptique pour plan principal et le point vernal pour origine.

Dans ce système, une étoile a une latitude constante, mais sa longitude augmente de 50″,26 par an puisque le point vernal se déplace de cette quantité par an dans le sens rétrograde. D'ailleurs, le phénomène fut découvert de la façon suivante par Hipparque : la position du Soleil parmi les étoiles, observée par Timocharis en 273 avant notre ère, était en désaccord avec ses propres observations exécutées vers l'an 129 avant J.-C.; la longitude de l'étoile Spica (α Vir) avait augmenté de 2° en 144 ans.

Le mouvement diurne

Il est nécessaire de donner quelques précisions sur le mouvement apparent des étoiles sur la sphère céleste. Au cours du mouvement diurne, une étoile décrit un cercle comme celui indiqué sur la figure ci-dessous. On constate que les étoiles proches du pôle (en fait celles pour lesquelles $\delta > 90° - \varphi$) ne se couchent jamais : elles sont circumpolaires. Celles de la calotte opposée ne se lèvent jamais et ne peuvent être observées de ce point de la Terre. Seules celles qui sont situées dans la zone intermédiaire $(90° - \varphi) > \delta > -(90° - \varphi)$ se lèvent et se couchent. Cela est naturellement valable pour n'importe quel astre (nous examinerons plus loin le cas du Soleil).

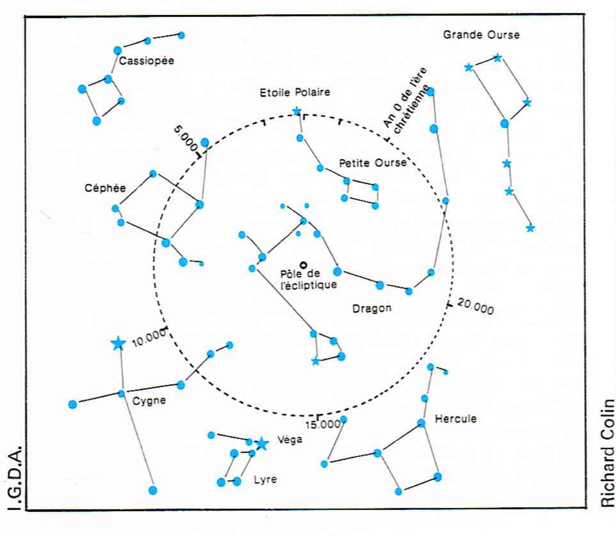
Actuellement, le pôle céleste est très près de l'étoile α UMi (la Polaire) et celle-ci décrit un très petit cercle de 51′ de rayon. Du fait de la précession des équinoxes, il n'en a pas toujours été ainsi et il y a 12 000 ans le pôle n'était pas très éloigné de Véga (α Lyrae). Les hommes de l'Age de la pierre pouvaient voir certaines constellations australes, même de nos latitudes; naturellement, d'autres leur étaient cachées.

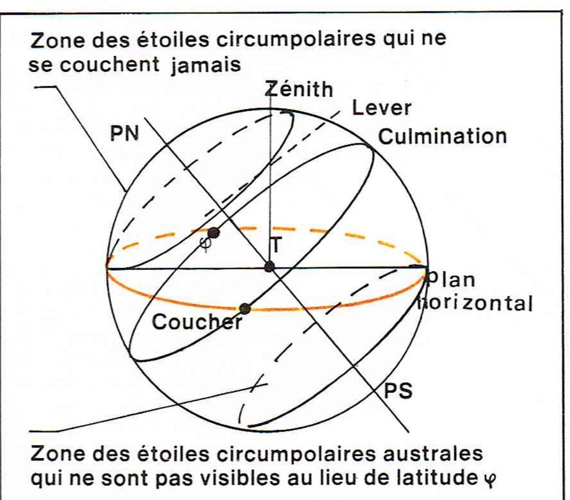
La réfraction atmosphérique

Les rayons lumineux provenant des astres traversent l'atmosphère terrestre et y subissent une déviation

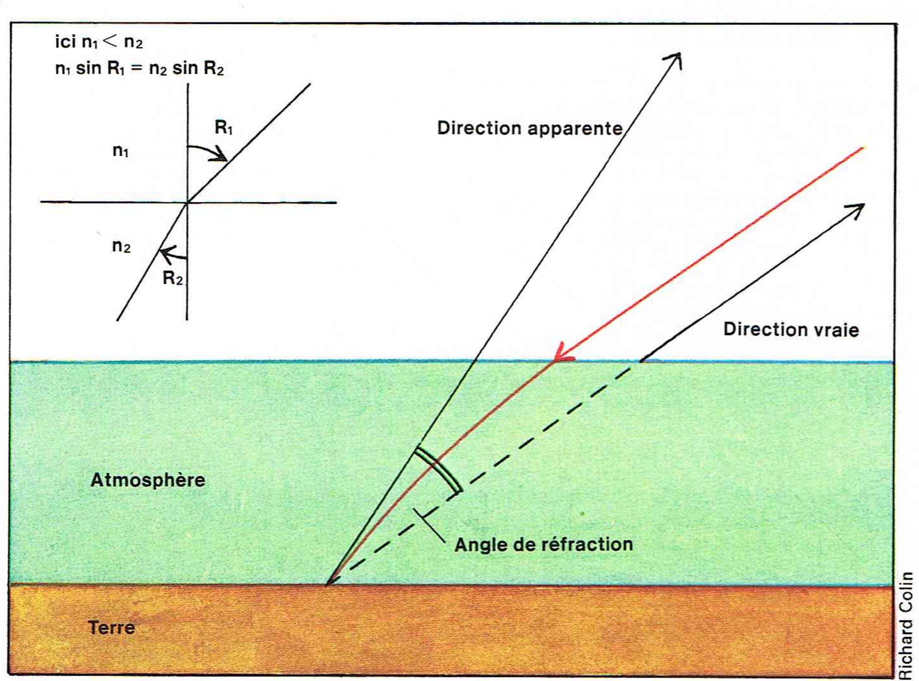
COORDONNÉES	Nomenclature	Origine	Sens de Mesure	Remarques
HORIZONTALES	Azimut A Hauteur h	Plan Fondamental : horizon du lieu. Cercle vertical origine : méridien du lieu.	A compté de 0 à 360° dans le sens rétrograde h compté de 0 à +90° au-dessus horizon et 0 à −90° au-dessous horizon.	Coordonnées des astres variables en fonction du temps.
HORAIRES	Angle horaire H Déclinaison δ	Plan Fondamental : équateur. Grand cercle origine : méridien du lieu.	H compté de 0 à 24 h dans le sens rétrograde δ compté de 0 à +90° dans l'Hémisphère Nord et de 0 à −90° dans l'Hémisphère Sud.	Coordonnées horaires L'angle horaire est mesuré en heures, minutes, secondes. Il varie pour un astre en fonction du temps. La déclinaison d'une étoile est fixe.
ÉQUATORIALES	Ascension droite α Déclinaison δ	Plan Fondamental : équateur. Plan origine : grand cercle passant par le pôle et le point γ.	α compté de 0 à 24 h dans le sens direct δ compté de 0 à +90° dans l'Hémisphère Nord et de 0 à −90° dans l'Hémisphère Sud	Les coordonnées α et δ d'une étoile ne varient pas au cours du temps. Elles sont indépendantes du lieu d'observation.
ÉCLIPTIQUES	Longitude écliptique L Latitude écliptique l	Plan Fondamental : l'écliptique. Plan origine : grand cercle passant par le pôle de l'écliptique et le point γ.	Longitude comptée de 0 à 360° dans le sens direct. Latitude comptée de 0 à +90° vers le Pôle écliptique Nord et de 0 à −90° vers le Pôle écliptique Sud.	Système de coordonnées fixes, comme les coordonnées équatoriales. La latitude du Soleil est pratiquement égale à zéro, sa longitude augmente en moyenne d'un peu moins de 1° par jour.

◀ ***Tableau récapitulatif des différents systèmes de coordonnées.***



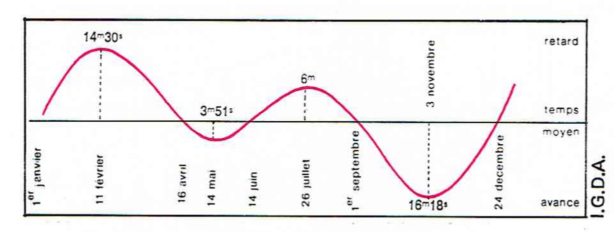


◀ *A gauche, sous l'effet du déplacement du pôle céleste provoqué par la précession des équinoxes, l'étoile Polaire était, vers 3000 av. J.-C., α Dragon; aujourd'hui, c'est α Petite Ourse; dans 12000 ans, ce sera Véga (α Lyre). A droite, le mouvement diurne des étoiles : φ, latitude du lieu.*



▲ *Représentation schématique du phénomène de réfraction atmosphérique.*

Richard Colin



▶ *Représentation schématique des valeurs de l'équation du temps aux différentes époques de l'année.*

I.G.D.A.

ainsi qu'une absorption. Si l'atmosphère est calme, la déviation obéit à des lois très simples que l'on nomme *réfraction atmosphérique :* la direction de l'astre reste dans le plan vertical passant par le zénith mais elle est rapprochée de ce zénith d'un petit angle R qui dépend de la distance angulaire au zénith (distance zénithale, Z). Dans les conditions normales (P = 760 mm de mercure, t = 0 °C), cette réfraction, pour les distances zénithales Z, prend les valeurs R suivantes :

Z =	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°
R =	0″,0	16″,2	34″,8	60″,3	1′44″	3′42″	37′36″.

La réfraction est très gênante pour les mesures de précision car toutes les mesures de distances zénithales, et par conséquent de déclinaisons, doivent être corrigées de la réfraction dont la valeur précise dépend à la fois de la température et de la pression au sol, mais aussi un peu de la couleur de l'étoile.

Lorsque l'atmosphère n'est pas très stable, les images des étoiles bougent au foyer des lunettes et des télescopes et deviennent floues dans les grands télescopes. Cette scintillation et cette turbulence sont des effets très gênants, qui limitent la finesse des images télescopiques et la puissance des grands instruments.

La réfraction avance le lever et retarde le coucher des astres et notamment du Soleil. Ainsi sous la latitude de 45°, la journée est allongée de 6 minutes aux équinoxes et de 8 minutes aux solstices. Mais pour des points de plus haute latitude, cet effet est beaucoup plus grand.

Le temps

Le temps solaire vrai

Nous avons vu que l'angle horaire du Soleil, c'est-à-dire l'angle dont le Soleil a dépassé le méridien local, est le temps vrai local. Ce temps présente un très grand défaut : il n'est pas uniforme. En effet, le Soleil décrit l'écliptique en un an, d'un mouvement qui n'est pas uniforme : on constate, et la théorie de Newton l'explique très bien, que le mouvement du Soleil est un peu plus rapide en hiver, lorsque la distance Soleil-Terre est minimale. Même si le mouvement sur l'écliptique était uniforme, l'ascension droite du Soleil n'augmenterait pas de façon continue car la projection du Soleil sur l'équateur produit elle aussi une distorsion de ce mouvement. Le calcul permet d'évaluer la différence entre le temps solaire moyen T_m et le temps solaire vrai T_v : $E = T_m - T_v$. Cette différence est l'équation de temps. L'écart est important : il est de 14 minutes 22 secondes le 11 février, de — 16 minutes 23 secondes le 4 novembre.

L'observation du temps solaire vrai permet d'obtenir un temps solaire moyen uniforme : il suffit de lui ajouter l'équation du temps. L'heure moyenne ainsi définie est une heure locale qui ne sera la même que pour tous les points situés sur le même méridien terrestre.

Les fuseaux horaires

Lorsque le Soleil est situé dans le méridien origine (à Greenwich), il est midi solaire vrai à Greenwich. A Varsovie, dont la longitude est L = 21° E, ou encore 1 h 24 mn (1 h = 15°), le Soleil a dépassé le méridien de 21°, ou 1 h 24 mn ; il est donc à Varsovie 1 h 24 mn de temps local. Au même moment, il sera 11 h 24 mn à Lisbonne et 7 h 46 mn du soir à Pékin. Cette existence d'heures locales différentes, entre villes différentes, est devenue intolérable dès le fonctionnement du chemin de fer et les sociétés qui assuraient le service des trains furent amenées à uniformiser l'heure. Cette situation devint légale. Ultérieurement, on divisa toute la Terre en zones de 15° de large, nommées *fuseaux horaires.* Le premier fuseau est centré sur le méridien 0°, celui de Greenwich. Lorsque l'on passe d'un fuseau à l'autre vers l'est, on augmente l'heure d'une heure. Au contraire, lorsqu'on va vers l'ouest, on la diminue d'une heure. En procédant ainsi, on se heurte à une difficulté sérieuse car, suivant le sens du déplacement vers l'est ou l'ouest, on aboutit, au méridien opposé, à une date différente d'un jour. Il faut effectivement changer de date sur une ligne qui, heureusement, est en plein océan Pacifique. Les bateaux et avions qui passent cette ligne de changement de date doivent diminuer la date d'un jour lorsqu'ils vont de l'ouest vers l'est et l'augmenter dans l'autre sens. On a adapté les fuseaux horaires ainsi que la ligne de changement de date aux limites géographiques des pays, pour uniformiser les heures dans des régions géographiques ou des États. On est aussi convenu d'augmenter l'heure solaire de 12 heures pour changer de date à minuit. La très grande majorité des pays a adopté ce système ; quelques pays ont introduit des corrections de 20 ou 40 minutes. D'autres pays décalent leur heure : c'est le cas de la France qui ajoute une heure, pour essayer de recentrer l'activité journalière du pays sur le Soleil et d'éviter ainsi des dépenses inutiles d'énergie.

Le temps universel

On est aussi convenu d'adopter comme temps universel, TU, le temps moyen du méridien de Greenwich. La dénomination TMG est erronée car elle correspond à un temps décalé de 12 heures. Le comptage des heures de 0 à 24 heures s'introduit de plus en plus ; seuls quelques pays anglo-saxons utilisent le décompte en deux fois 12 heures, ce qui ne va pas sans mal. La seconde de temps moyen est définie comme la 86 400e partie du jour solaire moyen.

Cette définition ancienne doit être améliorée car la rotation de la Terre n'est pas constante mais varie un peu. Les variations peuvent être classées en trois catégories : un ralentissement lent de la rotation de la Terre, une fluctuation d'assez grande amplitude mais lente, et une fluctuation saisonnière très petite. Le ralentissement de la rotation peut être mis en évidence par une accélération apparente du mouvement du Soleil, des planètes et de la Lune. Pour la Lune, le phénomène est un peu plus complexe. La mécanique céleste permet de calculer ces mouvements avec précision, et l'on constate que le Soleil réel est en avance sur le Soleil « calculé » d'une quantité qui a atteint un peu moins de 3′ d'arc en mille ans, légère accélération qui s'explique par une augmentation de la durée de la rotation de la Terre. Cet effet paraît très petit mais l'effet cumulatif a été de 3 heures en 20 siècles. A cet effet principal, s'ajoute une variation irrégulière qui nécessite une correction du temps terrestre. Nulle vers 1710, elle était de + 25 secondes en 1780, de nouveau nulle en 1860, puis négative avec une valeur de l'ordre de — 25 secondes entre 1900 et 1940. La théorie exacte de cet effet n'a pas pu être faite mais on sait qu'il est d'origine météorologique : le moment d'inertie de la Terre est, en effet, lié à la répartition des

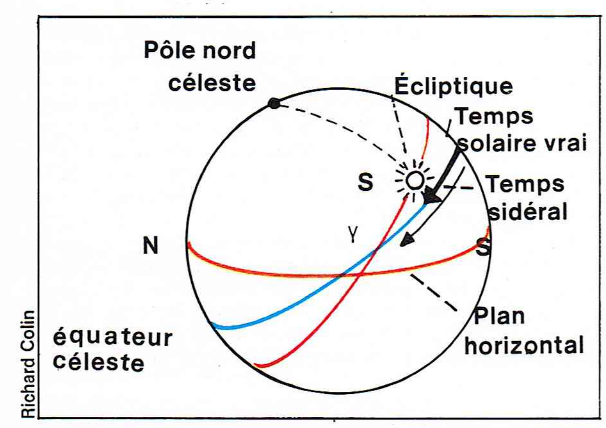
FUSEAUX HORAIRES

-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	+9	+10	+11	+12-
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24

Zones horaires — Pays à heure officielle différente de Celle de leur propre fuseau horaire. — On n'a pas considéré ici l'heure légale adoptée par certains pays pour certaines périodes de l'année — (Les chiffres indiquent la différence entre les heures légales de certains pays et l'heure moyenne du méridien de Greenwich).

I.G.D.A.

▲ *Fuseaux horaires et ligne de changement de date.*



◀ *Représentation schématique du* **temps sidéral** *et du* **temps solaire vrai.**

glaces polaires. Une toute petite correction analogue, variant entre + 3/100 de seconde en mai et — 3/100 de seconde en octobre, a été mise en évidence en 1937.

On comprend que dans ces conditions, il n'est pas possible de définir une unité de temps, comme la seconde, par la 1/86 400e partie du jour solaire moyen.

Le temps des éphémérides — Le temps atomique

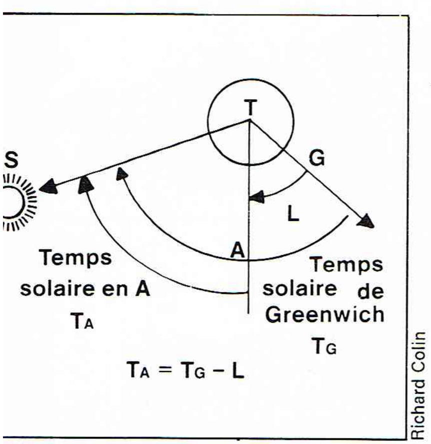
Devant ces difficultés, on a décidé d'introduire une ou plutôt deux nouvelles définitions du temps. La mécanique céleste permet de prévoir avec une très grande précision la position de la Terre sur son orbite, alors qu'elle ne permet pas de prévoir la rotation de la Terre car celle-ci est perturbée par des effets météorologiques. Dans les équations de la mécanique céleste figure le temps *t*, le temps des mécaniciens, que nous nommerons temps des éphémérides (TE). Ces équations permettent de calculer avec une grande précision l'époque des phénomènes astronomiques. Par exemple, on calculera à quelle époque TE le Soleil a la déclinaison 0°, c'est-à-dire quand il est au point vernal γ. Si l'on observe ce passage, on connaîtra à ce moment le temps des éphémérides TE et on le repérera sur une pendule. Les mêmes tables permettent de calculer l'époque correspondante pour l'année suivante. L'intervalle entre ces deux passages est l'année tropique. On peut la mesurer à 0,1 seconde près, soit avec une précision de l'ordre de 3 milliardièmes pour la seconde. On obtient une précision un peu plus grande en faisant le même calcul pour la Lune, qui se déplace treize fois plus vite, et cela malgré l'extrême complication des tables lunaires. On pense que la seconde des éphémérides est déterminée à 10^{-9} (au milliardième près). Rappelons que l'année tropique est un peu variable et que, par conséquent, la seconde doit être définie comme une fraction donnée de l'année tropique telle qu'elle était à un moment donné. La seconde des éphémérides est définie comme la fraction 1/31 556 925,974 7 de l'année tropique pour 1900, janvier 0 à 12 heures TE. Ce nombre a été fixé pour que cette seconde soit égale à la vieille définition de la seconde de TU. L'époque origine est en fait le 31 décembre 1899 à 12 h TU.

Cette définition a été possible parce que, simultanément, les physiciens ont fait de grands progrès dans la construction des horloges. Après l'horloge à quartz, qui donnait une précision de l'ordre de 10^{-9}, on a pu mesurer les temps d'oscillations des molécules et ensuite des atomes et compter le nombre qui a lieu en une seconde. L'horloge la plus perfectionnée est l'horloge à césium, où l'oscillation correspond à la transition de deux états fondamentaux de cet atome.

On a ainsi constaté qu'une seconde de temps des éphémérides correspond à n = 9 192 631 770 oscillations avec une précision de 20 oscillations ; l'imprécision provient de la définition du temps TE. Par définition, la seconde TAI (temps atomique international) est celle qui correspond exactement à ce nombre n d'oscillations. Des mesures ultérieures ont confirmé ces résultats, et la comparaison des indications d'horloge situées en des points différents du globe (en tenant compte des durées de transmission des signaux) a montré que la seconde TAI est connue à 10^{-13} près, c'est-à-dire 10 000 fois mieux que la seconde TE. On peut écrire :

$$TE = TAI + 32{,}180 \text{ s}$$

la valeur de 32,180 provient du choix de l'origine des deux temps. Naturellement, il est essentiel de continuer



▲ *Variation du temps solaire avec le lieu d'observation : A, lieu d'observation ; G, se trouve sur le méridien de Greenwich ; L, longitude de A ; S, Soleil. Les droites représentées sont dans le plan de l'équateur et correspondent aux grands cercles passant par G, A et S.*

▶ *Tableau récapitulatif des différentes définitions du temps.*

▼ *Cette suite de 24 photographies assemblées montre le remarquable phénomène du « Soleil de minuit » (chaque bande correspond à une photographie prise à chaque heure à partir de 6 heures du matin, au même endroit). L'objectif, d'abord orienté à l'est, puis au sud (hauteur maximale du Soleil au-dessus de l'horizon), et ensuite, peu à peu, vers l'ouest et le nord, a décrit en 24 heures une rotation complète permettant d'embrasser tout l'horizon du lieu. Une telle photographie ne peut être réalisée qu'en un lieu situé au-delà du cercle polaire.*

à observer TE et TAI pour vérifier que la mécanique céleste est correcte et que la constance de TAI est bien assurée.

Cependant, cela ne résout pas toutes les difficultés. Les astronomes observent TU par le passage du Soleil ou des étoiles au méridien (voir la partie consacrée aux instruments et à la lunette méridienne). Ils le corrigent des effets très petits dus au mouvement du pôle terrestre ; ils obtiennent ainsi une première approximation nommée TU1. La différence TU1 — TE ou TU1 — TAI (à une constante près) représente les inégalités du mouvement de la Terre, saisonnières et séculaires. En corrigeant le temps de la variation saisonnière, on obtient un nouveau temps nommé TU2 ; jusqu'en 1972, on divisait l'année correspondante en 365 × 86 400 secondes ; or, comme l'année tropique n'a pas une durée constante, les secondes ainsi obtenues ne sont pas des secondes égales à celles de TE et TAI. Cette divergence est extrêmement gênante pour de nombreuses applications technologiques, notamment pour les systèmes modernes de navigation aérienne. Aussi vient-on de décider de diffuser des secondes de TAI et d'ajouter et de retrancher éventuellement des secondes à l'année pour l'ajuster à l'année vraie. On s'arrange pour que l'écart entre le temps diffusé et le temps solaire moyen ne soit jamais supérieur à 0,7 seconde et on indique par un code la grandeur de la correction. Dans ces conditions, le spécialiste dispose d'une échelle de temps atomique avec des secondes exactes. Il connaît le temps solaire moyen à 0,1 s près et on lui indique ultérieurement les corrections à 0,001 s près. Ce système paraît satisfaire toutes les demandes ; il sert, notamment, à l'étalonnage précis des fréquences. Le seul problème est la datation des événements qui se passent dans la seconde supplémentaire. Le dernier jour de l'année pourra mesurer 86 401 ou 86 399 secondes au lieu de 86 400. C'était le cas du 31 décembre 1973 qui avait 86 401 secondes.

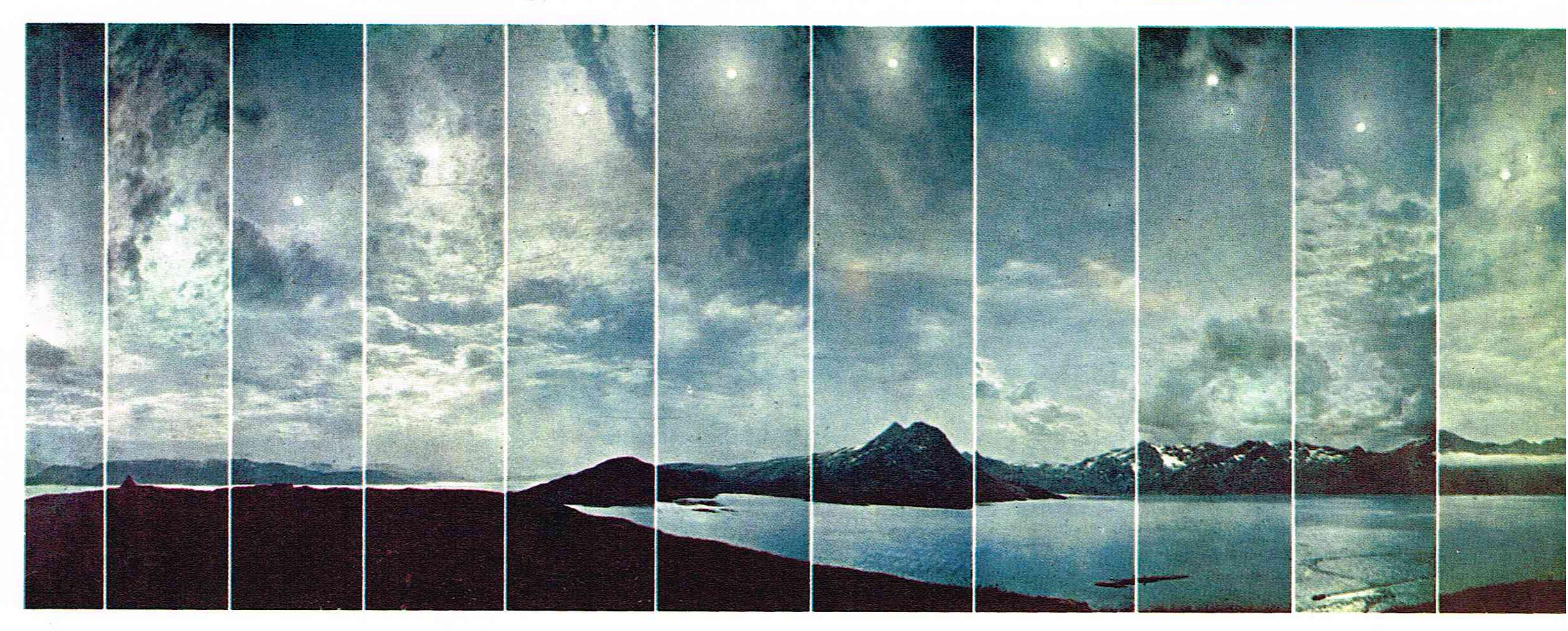
Le temps sidéral

Rappelons que le jour sidéral est le temps qui sépare deux passages successifs du point vernal au méridien du lieu d'observation. Tous les problèmes que nous avons examinés pour le temps solaire et dus à l'irrégularité de rotation de la Terre se posent à nouveau. On définira un temps sidéral moyen, etc. ; mais ce qui est essentiel, c'est qu'une année tropique vaut 365,242 19 jours solaires moyens. Pendant cette année tropique, par suite de sa révolution autour du Soleil, le mouvement de la Terre par rapport aux étoiles vaut exactement un jour de plus, de sorte qu'une journée sidérale vaut :

$$\frac{365{,}242\ 19}{366{,}242\ 19} = 84\ 164{,}09 \text{ s TAI.}$$

La différence de 235,91 s = 3 mn 55,91 s est celle que nous avons signalée précédemment.

Définitions du temps	
Temps solaire vrai T_v	Angle dont le Soleil a dépassé le méridien du lieu ou angle horaire du Soleil. Ce temps ne varie pas de façon uniforme.
Temps solaire moyen T_m	Temps solaire local corrigé des inégalités du mouvement apparent du Soleil. S'obtient en ajoutant l'équation du temps au temps solaire vrai. $T_m = T_v + E$
Temps universel TU	Temps solaire moyen de Greenwich augmenté de 12 heures.
Temps légal TL	TU ± n heures suivant le fuseau horaire (éventuellement temps d'été). A Paris en 1975 n = 1 pour toute l'année, mais à partir de 1976 n = 2 en été. (Le fuseau horaire demanderait n = 0).
Temps des éphémérides TE	C'est un TU amélioré, celui-ci présentant encore de petites fluctuations, il est contrôlé par les observations et calculs astronomiques.
Temps atomique international TAI	Il est basé sur les oscillations atomiques.
On s'est efforcé d'obtenir l'égalité des TE et TAI ; en fait, les temps sont décalés : TE = TAI + 32,180 s. La seconde est définie astronomiquement comme une fraction de l'année tropique pour 1900, mais la nouvelle définition est rattachée à un nombre d'oscillations d'une pendule au césium. Il y a pratiquement identité entre la définition astronomique de la seconde et la nouvelle définition des physiciens.	
Temps sidéral	C'est l'angle horaire du point vernal γ. Il permet de calculer l'heure de passage des étoiles au méridien ($T_s = \alpha$). Le jour sidéral vaut 84 164,09 s TAI.



Les cadrans solaires

Comme l'ombre portée par un objet se déplace en même temps que le Soleil, il est facile d'imaginer des dispositifs qui permettent de repérer l'heure solaire. Ces instruments sont des cadrans solaires.

Lorsque la surface est horizontale et que l'on mesure la longueur de l'ombre portée, on a affaire à un *gnomon*. Par extension, la *gnomonique* est l'art de construire des cadrans solaires.

Le modèle le plus simple est constitué par un stylet, fixé à un mur vertical et orienté est-ouest. Le stylet est parallèle à l'axe du monde, son ombre sur le mur est toujours une droite passant par le point de fixation du stylet, cette droite étant verticale à midi vrai local puisque le Soleil est alors dans le plan méridien qui contient à la fois le stylet et la verticale. Il est facile de construire ou de calculer les angles de l'ombre portée pour 1, 2, 3 heures avant ou après le méridien. On matérialise les lignes correspondantes et on marque par des chiffres les heures ainsi lues. L'ombre du bout du stylet dessine une ligne horizontale aux équinoxes, et deux arcs d'hyperboles situés au-dessus de cette droite pour l'hiver et en-dessous pour l'été.

Dans la construction des cadrans solaires, l'imagination n'a pas eu de limites et les modèles sont aussi variés que leurs devises. On a construit des cadrans solaires de poche qui servaient avant l'invention des montres : ils ne donnaient que l'heure locale vraie, à condition de les orienter exactement.

La forme et les pôles de la Terre

La forme de la Terre

Les astronomes grecs de l'Antiquité avaient déjà réalisé que la Terre était ronde. Ératosthène détermina en Égypte, vers 250 avant J.-C., le diamètre de la Terre en observant simultanément l'ombre portée du Soleil à Syène et à Alexandrie; il en déduisit que la circonférence de la Terre était de 250 000 stades, valeur que Hipparque porta à 252 000 et qui correspond à une valeur de l'ordre de 40 000 km en admettant pour valeur du stade 160 m. Il fallut attendre le XVIIIe siècle pour réaliser que la Terre est un ellipsoïde aplati. L'Académie des sciences de Paris organisa, au début du XVIIIe siècle, deux expéditions à des latitudes différentes. En 1735, La Condamine et Bouguer mesurèrent la longueur du degré au Pérou. C'est la distance de deux points situés sur le même méridien mais dont la latitude diffère de 1°. Maupertuis fit la même mesure en 1736 en Laponie. Ces mesures montrèrent un aplatissement de l'ordre de 1/300, c'est-à-dire que le rayon polaire vaut environ 299/300 du rayon équatorial.

Ces mesures ont été reprises, et actuellement on sait que le géoïde terrestre est sensiblement un ellipsoïde de révolution ayant un rayon équatorial de 6 378,160 km et un aplatissement de 1/298,25. En chaque point de la Terre, la verticale est très sensiblement perpendiculaire à cet ellipsoïde, les légères variations locales ne dépassant pas 15 à 20″. Une des tâches importantes de la géodésie est de faire correspondre les points de ce géoïde avec les points géographiques de la Terre. Remarquons qu'en un point de la Terre, la verticale et la direction du centre de la Terre ne sont pas confondues. La différence est maximale à la latitude 45°, où elle vaut environ 11′,5.

L'étude de la trajectoire des satellites artificiels a montré que la forme générale de la Terre est un peu moins régulière qu'on ne le pensait; elle présente une petite pointe de 50 m au pôle Nord et un creux de l'ordre de 100 m dans l'océan Indien, mais ces écarts sont faibles si on les compare aux 21 km de différence des rayons polaires et équatoriaux.

Le mouvement du pôle

Un point important est de savoir si le pôle de rotation se déplace sur le géoïde terrestre par rapport aux continents. Des mesures très précises de latitude de nombreux observatoires, répartis sur la Terre, montrent que le pôle n'est pas absolument fixe mais se déplace sur la Terre; la courbe de ce déplacement, ou *polhodie* (c'est-à-dire chemin du pôle), est une courbe bouclée d'une dizaine de mètres de diamètre et dont une boucle est décrite sensiblement en 427 jours. A cet effet principal s'ajoutent d'ailleurs un petit mouvement annuel et un déplacement très lent. Euler, en supposant la Terre rigide, avait prévu ce mouvement par le calcul mais avec une période de 305 jours; la différence s'explique par l'élasticité de la Terre. Le mouvement systématique depuis 80 ans est de 11 cm/an. Si ce mouvement continuait avec sa vitesse actuelle, il serait négligeable car il n'atteindrait que 11 km en 100 000 ans. Néanmoins des observations géologiques et paléontologiques récentes semblent indiquer un lent déplacement du pôle terrestre sur la Terre.

Naturellement, ce mouvement affecte un peu les longitudes et les latitudes des observatoires : le méridien de Greenwich peut avoir une longitude de 0,003 s. Ces calculs montrent l'extrême degré de précision atteint par les observations astronomiques.

Le mouvement du Soleil et les saisons

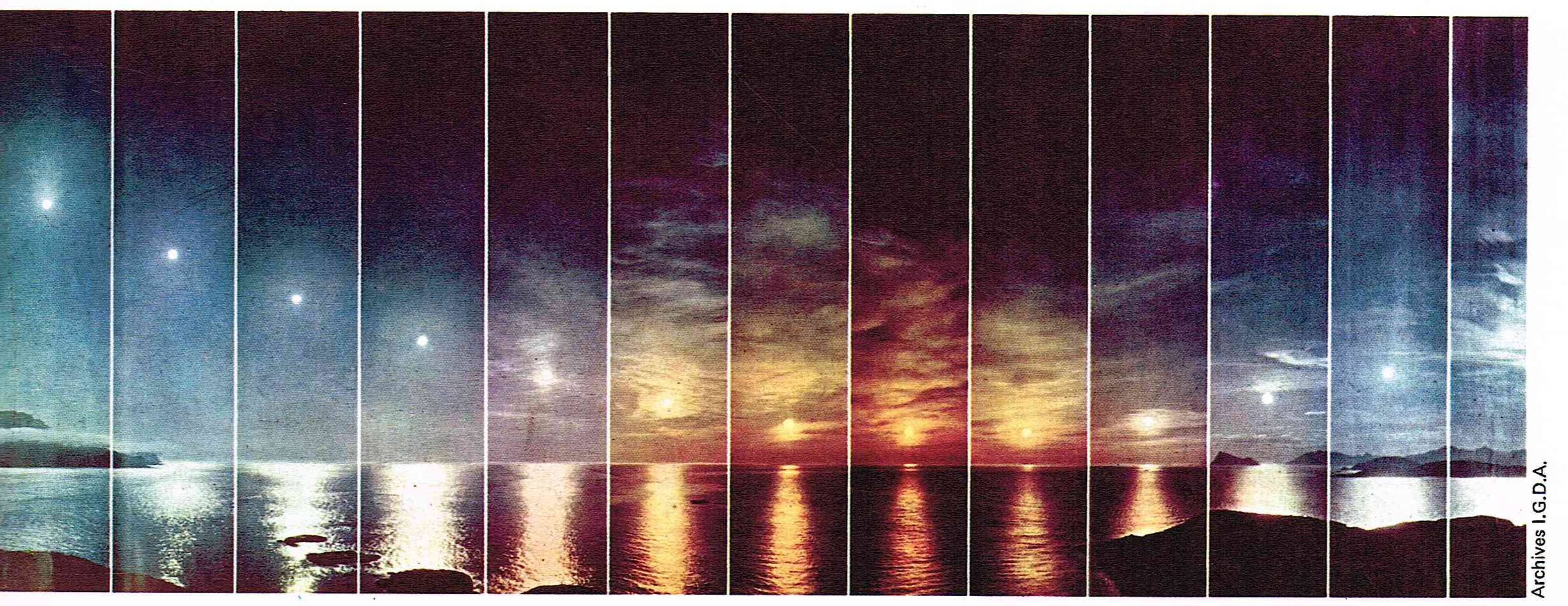
Le lever et le coucher du Soleil

Réexaminons le mouvement du Soleil sur la sphère des étoiles fixes et commençons cette étude au moment où le Soleil est au point γ, intersection de l'équateur céleste avec l'écliptique; la déclinaison du Soleil est nulle; le Soleil se lèvera exactement à l'est et accomplira sa course qui l'amènera en 6 heures au méridien; il se recouchera 6 heures plus tard; la journée sera égale à 12 heures comme la nuit. Nous sommes à l'*équinoxe* du printemps et cette égalité des nuits et des jours se réalisera en tous les points du globe terrestre.

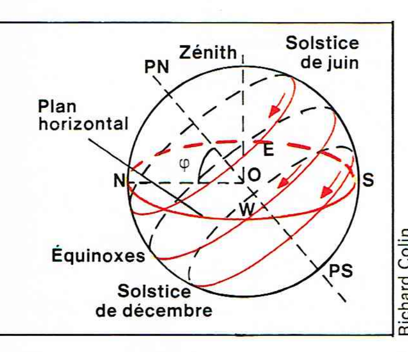
▼ **Horloge solaire** ***d'E. C. G. Stockert, en usage en Allemagne, à la fin du XVIIIe siècle.***

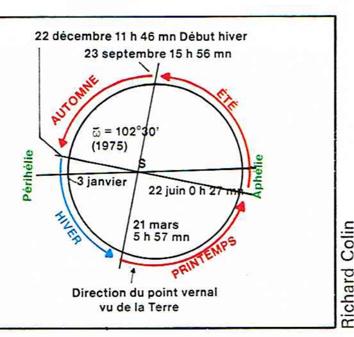


C. Bevilacqua



Archives I.G.D.A.





▲ *En haut, mouvement diurne du Soleil en fonction des saisons : E, est; O, ouest; N, nord; S, sud. Ci-dessus, schéma explicatif de l'*inégalité des saisons *(l'excentricité de l'orbite a été exagérée).*

Quelques jours plus tard, le Soleil se sera déplacé sur l'écliptique et se trouvera dans l'hémisphère boréal; sa déclinaison sera positive, la durée du jour aura augmenté pour les lieux de l'hémisphère Nord et cet allongement du jour sera de plus en plus prononcé. Vers le 21 juin, le Soleil sera au haut de sa course, sa déclinaison sera de 23° 27′ et sous les latitudes de la France, le jour mesurera 16 heures pour 8 heures de nuit. Mais les nuits sont encore plus longues pour des latitudes plus élevées et, au-delà du cercle polaire, le Soleil deviendra circumpolaire : il sera toujours levé. C'est le jour polaire avec son « Soleil de minuit »; naturellement, le Soleil sera plus élevé dans le ciel à midi qu'à minuit. Pendant cette période, le Soleil sera invisible pour les points situés au-delà du cercle polaire austral, où régnera la nuit polaire. Remarquons qu'à l'équateur, les nuits mesurent 12 heures toute l'année.

Le lever du Soleil est précédé par l'aurore et son coucher est suivi par le crépuscule. Cette lumière provient de l'éclairement des hautes couches de l'atmosphère par les rayons du Soleil. On admet que la nuit est complète lorsque le Soleil est situé à 18° au-dessous de l'horizon; la durée entre le coucher et ce moment porte le nom de *crépuscule astronomique;* le *crépuscule* est dit *civil* lorsque la dépression du Soleil n'est que de 6°. Ces durées de crépuscule sont très variables avec la latitude et la saison.

A l'équateur, la durée du crépuscule est courte et varie peu avec la saison — pratiquement 23 minutes pour la durée du crépuscule civil et 1 heure 15 minutes pour le crépuscule astronomique. Par contre, pour les latitudes plus élevées, les variations saisonnières sont importantes. A 45° de latitude, si la durée du crépuscule civil ne varie qu'entre 30 et 35 minutes, la durée du crépuscule astronomique est de 1 heure 40 minutes aux équinoxes mais de 1 heure 50 minutes en hiver et de 2 heures 35 minutes en été. Au-delà de 48° de latitude, la nuit n'est jamais complète en été, car le Soleil n'est jamais situé à 18° au-dessous de l'horizon, même à minuit.

Les saisons

Lorsque le Soleil est situé dans l'hémisphère Nord, c'est l'été pour cet hémisphère, et l'énergie reçue pour une surface donnée de la Terre est maximale; le jour est plus long et le Soleil, plus haut dans le ciel, envoie des rayons presque perpendiculaires à midi. L'existence des saisons est donc liée à l'inclinaison de l'écliptique sur l'équateur. La valeur actuelle de 23° 27′ diminue un peu en fonction du temps; les valeurs que l'on peut calculer pour une dizaine de milliers d'années sont :

Époque	*Inclinaison ε*
— 2000	23° 56′
0	23° 42′
2000	23° 26′
4000	23° 11′
6000	22° 57′

La faible amplitude de ces variations dans le temps indique que le climat n'a pas beaucoup changé. Il n'est pas possible d'extrapoler ces valeurs pour des époques très éloignées dans le temps car les données d'observation sont insuffisantes.

Par convention, le printemps commence au moment du passage du Soleil au point vernal, c'est-à-dire à l'équinoxe situé vers le 21 mars; l'été lorsque le Soleil atteint sa plus grande hauteur dans le ciel, ce solstice se place vers le 22 juin; puis l'automne commence à l'équinoxe d'automne, vers le 23 septembre, et l'hiver au solstice d'hiver, vers le 22 décembre. Le cycle complet d'équinoxe à équinoxe porte le nom d'*année tropique*. Sa valeur de 365,242 198 8 jours est la période qui commande le retour des saisons; elle a donc une importance essentielle.

L'*année civile* devrait être exactement égale à cette période. Les calendriers successifs ont essayé de réaliser des années civiles qui en moyenne sont égales à cette période. L'année moyenne vaut 365,25 jours dans le calendrier julien et 365,242 5 jours dans le calendrier grégorien. C'est à cause de cet ajustement successif de l'année civile à l'année tropique que la date des débuts de saison varie d'une année à l'autre; elle augmente sensiblement d'un quart de jour tous les ans, mais elle recule de trois quarts de jour toutes les années bissextiles.

La Terre ne décrit pas autour du Soleil une trajectoire circulaire mais une ellipse; ce mouvement est régi par les lois de Kepler. La distance minimale a lieu vers le 3 janvier : c'est à ce moment que le mouvement de la Terre est le plus rapide. Par contre, c'est au début de juillet que la distance est maximale : le mouvement est alors le plus lent. L'orbite terrestre étant peu aplatie, les variations de distances sont assez modestes (± 1,7 %), mais la non-uniformité du mouvement entraîne une inégalité de longueur des saisons :

	1950	1975
Printemps	92,81 jours	92,77 jours
Été	93,62 jours	93,65 jours
Automne	89,82 jours	89,83 jours
Hiver	89,00 jours	89,00 jours

L'orbite de la Terre tourne dans son plan, de sorte que le point de distance minimale (le *périhélie*) fait un tour en 21 000 ans par rapport au point vernal; ainsi, il y a 10 000 ans, l'été était la saison la plus courte. On a essayé d'expliquer des variations de climat par ce déplacement mais les résultats ne sont pas concluants. L'observation a montré que l'année tropique mesurée en unités de temps de la mécanique n'est pas constante.

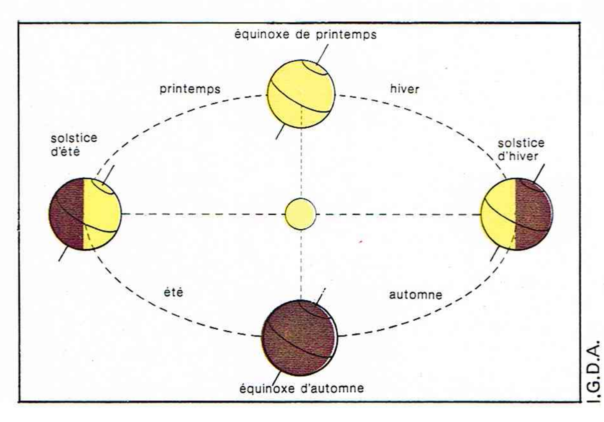
Actuellement, alors que le jour moyen s'allonge de 0,001 64 s par siècle, l'année tropique se raccourcit de 0,53 s par siècle. L'écart est faible mais c'est cette variation qui a obligé les astronomes et les physiciens à définir la seconde par une fraction de l'année tropique pour 1900.

L'année sidérale et l'année anomalistique

Nous avons indiqué que le point vernal se déplace dans le sens rétrograde de 50″,26 par an. Par conséquent, pour que le Soleil retrouve la même place par rapport aux étoiles, il lui faudra encore parcourir ces 50″,26; la période de retour auprès des mêmes étoiles, ou *année sidérale,* est donc plus longue de 20 mn 24 s. Elle vaut 365,256 366 jours.

Lorsqu'ils expliquaient les crues du Nil par le lever héliaque de Sirius, les anciens Égyptiens adoptaient cette période pour les crues du Nil, alors qu'elles sont évidemment liées à l'année des saisons, c'est-à-dire à l'année tropique. C'est ce qui explique le décalage actuel entre les inondations et le lever de Sirius.

En étudiant les saisons, nous avons indiqué que le périhélie de l'orbite de la Terre se déplace dans le sens direct d'une petite quantité, qui est de 11″,63 par rapport aux étoiles et donc de 61″,89 par rapport au point vernal. Le retour de la Terre par le périhélie porte le nom d'*année anomalistique;* sa valeur est de 365,259 641 jours.



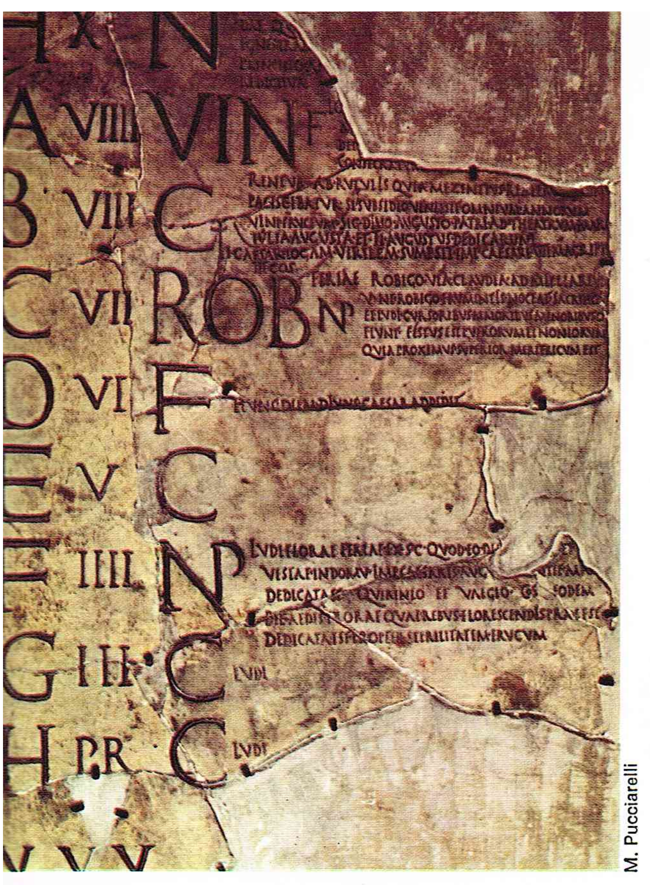
▶ *La conséquence de la révolution de la Terre autour du Soleil et de l'inclinaison de l'axe terrestre sur le plan de l'écliptique est la succession des saisons (ce schéma en montre le mécanisme pour notre hémisphère boréal).*

Les calendriers et la chronologie

Le calendrier julien

Le calendrier romain était à l'origine peu rationnel. Il montre que la connaissance astronomique des Romains était assez médiocre : ainsi, l'année avait 10 mois et comportait 304 jours.

Dès les VIIe et VIe siècles avant J.-C., on s'aperçut qu'une telle année n'était pas utilisable et, sous Numa Pompilius ou peut-être plus tard sous Tarquin, on ajouta deux mois : janvier et février. Cette réforme fut très approximative car six mois avaient 29 jours, alors que les six autres en comptaient 30. Cette année de 354 jours était une année lunaire de 12 × 29,5 jours et elle ne



M. Pucciarelli

◀ *Détail du mois d'avril dans le calendrier romain, établi selon les tables de Préneste (musée national de Rome).*

correspondait pas aux saisons. Le décalage de 11,25 jours devait être corrigé : tous les deux ans, on intercalait un mois supplémentaire *(mercedonius)* de 22 ou 23 jours, pour rétablir des dates fixes pour les saisons et donc pour les semailles et les moissons. L'année avait en moyenne 365 jours. En raison de superstitions et d'intrigues politiques, la fixation des mois intercalaires fut très souvent différée ; le désaccord entre le calendrier et la Lune, mais surtout le Soleil, devint flagrant. Le calendrier était en avance de 117 jours en 190 avant J.-C. et de 72 jours en 168 avant J.-C. A l'aide d'intercalations on rétablit l'ordre vers 120 avant J.-C. Cependant, par suite de nouvelles négligences, l'écart était de nouveau de 90 jours au temps de Jules César. Celui-ci, conseillé par l'astronome Sosigène d'Alexandrie, promulgua en 46 avant J.-C. une réforme qui établit l'année de 365,25 jours. L'année julienne comprend trois années de 365 jours et une année abondante de 366 jours. Le jour additionnel résulte de l'intercalation d'un jour après le sixième jour avant les ides de mars, le 24 février, d'où le nom d'année bissextile pour cette année abondante. Désormais, l'équinoxe a lieu le 25 mars ; le premier mois est janvier ; l'ordre des mois est gardé mais le neuvième mois s'appelle septembre (c'est-à-dire septième mois !). La durée des mois est arbitraire et s'explique par des superstitions (le mois néfaste de février n'a que 28 jours), et le mois d'Auguste (août) doit être aussi long que celui de Jules César (juillet).

Pour rétablir les saisons, Jules César intercala 90 jours à l'année 46 avant J.-C., qui porte depuis le nom d'« année de la confusion ». Le calendrier julien fut adopté, notamment par l'Église catholique, et subsista jusqu'au XVIe siècle où une nouvelle réforme s'imposa. En effet, on s'aperçut que la valeur choisie par Sosigène pour l'année tropique et adoptée dans le calendrier julien n'était pas exacte. En 325 après J.-C., le concile de Nicée adopta une règle pour la détermination des fêtes pascales : cette règle était fondée sur l'opinion que l'équinoxe de printemps tombait tous les ans le 21 mars, ce qui était justement le cas l'année du Concile.

Le calendrier grégorien

On se rendit compte plus tard que l'équinoxe continuait à avancer : le 20 mars, le 19 mars, etc. (Jules César l'avait fixé au 25 mars), à raison de 3/4 d'heure en moyenne tous les quatre ans. En 1582, année de la réforme grégorienne, l'équinoxe tombait le 11 mars au lieu du 21. Le pape Grégoire XIII décida de supprimer l'avance de dix jours sans modifier l'ordre des jours de la semaine : ainsi, le lendemain du jeudi 4 octobre 1582 fut le vendredi 15 octobre. En France, la correction eut lieu sous le règne de Henri III : le 20 décembre 1582 succéda au 9 décembre de la même année. Pour introduire un calendrier plus juste, on décida qu'il y aurait seulement 99 années bissextiles au lieu de 100 pendant une période de 400 ans. Par conséquent, toutes les années séculaires sont communes, c'est-à-dire de 365 jours, à l'exception de celles dont le millésime est un multiple de 400. Ainsi, 1700, 1800 et 1900 ont été des années communes, alors que 2000 sera bissextile.

Cependant, l'année grégorienne, qui contient en moyenne 365,242 5 jours, n'est pas encore parfaite car elle est trop longue de 0,000 3 jour par rapport à l'année tropique, ce qui fait que le calendrier grégorien sera en avance d'un jour au bout de 3 000 ans. Il est impossible et inutile de chercher à obtenir une exactitude absolue, car ni la révolution, ni la rotation de la Terre ne sont constantes comme nous l'avons déjà indiqué. L'année tropique diminue légèrement chaque année, l'accumulation des raccourcissements atteignant 3 jours en 10 000 ans. En second lieu, la rotation de la Terre se ralentit du fait des frottements continuels des marées sur la surface solide de la planète, ce qui aboutit à un retard de 2 jours tous les 10 000 ans. En conclusion, les imperfections du calendrier grégorien et les mouvements quelque peu irréguliers de la Terre contribuent à faire avancer la date de l'équinoxe de 10 jours en 10 000 ans. Il sera toujours possible d'effectuer des décalages, comme le fit Grégoire XIII.

Calendriers divers

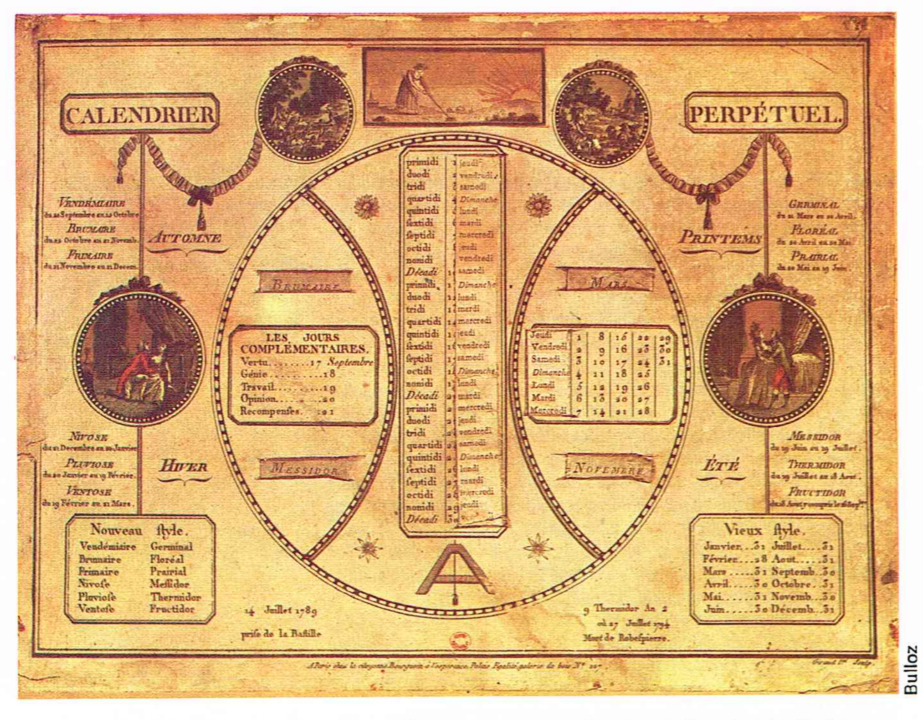
Nous avons déjà vu que c'est l'année tropique qui conditionne le retour des saisons. Mais si ce retour des saisons est éternel, son début est d'observation difficile car il n'est pas net et est soumis aux fluctuations météorologiques. Les peuples bons observateurs ont pu déterminer cette période. Les peuples plus primitifs ont été frappés surtout par les phases de la Lune, et la période correspondante de la lunaison de 29,5 jours a été vite déterminée. La valeur exacte de cette période, nommée révolution synodique, est de 29,530 588 1 jours. De nombreux peuples ont imaginé des calendriers lunaires. Malheureusement, une année ne contient pas un nombre exact de lunaisons ; la valeur la plus approchée, qui est de $12 \times 29{,}530\,6 = 354{,}37$ jours, est en défaut de 11 jours sur l'année tropique.

Les civilisations qui ont adopté ce calendrier verront donc le début de l'année se déplacer par rapport aux saisons : de tels calendriers sont donc très peu propices pour régler la vie des hommes. C'est le cas du calendrier musulman qui correspond à des années de 354 ou 355 jours. Dans un cycle de 30 années, 19 années communes mesurent 354 jours et 11 années abondantes 355 jours, ce qui correspond en moyenne à des années de 354,37 jours. 30 années musulmanes valent 10 631 jours et 360 lunaisons 10 631,01 jours. L'accord est excellent. Les douze mois de l'année ont alternativement 29 et 30 jours ; seul le dernier mois a 29 jours dans les années normales et 30 dans les années abondantes. Dans ce calendrier, les phases de la Lune se placent les mêmes jours du mois. Comme 354 et 355 ne sont pas des multiples de 7, les jours de la semaine changent d'une année à l'autre. De plus, les saisons se décalent de 10,875 jours et se replacent à la même époque du calendrier, à peu près tous les 33 ans.

Les Juifs ont aussi adopté un calendrier lunaire avec des mois de 29 ou 30 jours mais ils corrigent ce calendrier en ajoutant de temps en temps un mois supplémentaire de 29 jours. Il existe donc des années communes de 353, 354 et 355 jours et des années de 13 mois, dites *années embolismiques*, de 383, 384 ou 385 jours. Le cycle total est de 19 ans dont 7 années à 13 mois. Avec une telle année, comme la correction des décalages se fait après deux ou trois ans, on rattrape ainsi les saisons dont le début se place sensiblement à la même période du calendrier (à une dizaine de jours près).

Il n'est pas question de passer en revue les nombreux calendriers ; signalons que le calendrier maya est de 365 jours décomposés en 18 mois de 20 jours et 5 jours supplémentaires situés à la fin de l'année ; à ce système se superpose une autre numérotation en cycle de 260 jours. Cela permet de reconnaître sans ambiguïté, dans une période de 52 ans (73 cycles de 260 jours), un jour désigné dans les deux systèmes.

Les peuples utilisant les calendriers lunaires ont fixé le début de leurs mois soit d'après des calculs astronomiques, soit d'après la première apparition du croissant de Lune. La fixation du début de l'année ne va pas sans



Bulloz

▲ ***Reproduction d'un calendrier révolutionnaire, le calendrier perpétuel (musée Carnavalet, Paris).***

discussions, notamment chez les Juifs, où des dissidences religieuses sont nées de ces controverses.

La division de l'année en semaines de 7 jours provient du calendrier juif et trouve probablement son origine dans la captivité de ce peuple à Babylone. Le nombre 7 est un nombre magique; il est, d'autre part, la meilleure approximation des quatre phases de la Lune dont la durée moyenne est de 7,38 jours. Les noms que nous attribuons actuellement aux jours sont dérivés de l'association que les Romains ont établie avec les noms des planètes, qui étaient en même temps pour certaines les noms de leurs dieux. Dans la désignation française, on voit bien la correspondance :

lundi	Lune
mardi	Mars
mercredi	Mercure
jeudi	Jupiter
vendredi	Vénus

Le samedi, *Saturday* en anglais, correspondait à Saturne. Le nom français doit être associé au *sabbat* des Israélites. Le dimanche, qui a son étymologie dans le *domenica* des Italiens, porte le nom du Soleil dans les langues anglaise et allemande *(Sunday, Sonntag)*. Cette semaine de 7 jours n'existait pas chez les Romains, dont le mois était divisé par les *calendes*, les *ides* et les *nones*. Les divisions étaient différentes chez les Grecs, qui ignoraient les calendes : d'où notre expression de renvoyer une affaire aux « calendes grecques »...

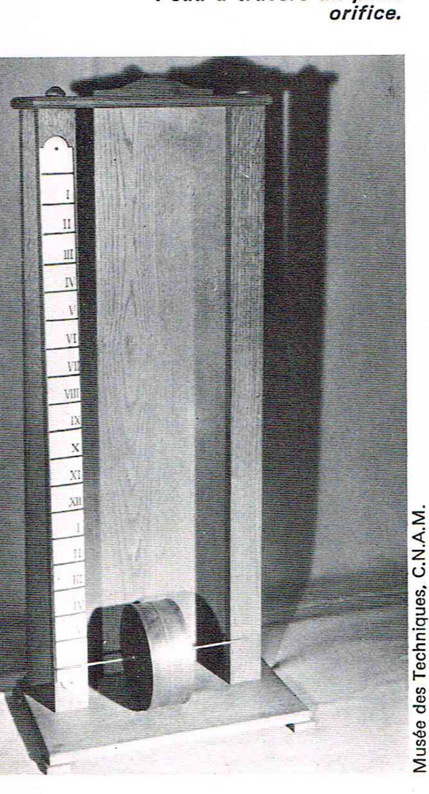
La date de Pâques

L'année du calendrier grégorien a été universellement admise pour le calendrier civil du monde entier; les calendriers religieux (musulmans, juifs, coptes, orthodoxes, etc.) continuent à régir les fêtes religieuses. Le calendrier grégorien est solaire dans son essence, mais les fêtes religieuses de l'Église catholique et de la plupart des Églises de la Réforme sont de deux sortes. Celles qui sont à dates fixes sont des fêtes d'institution récente : Noël le 25 décembre, l'Assomption le 15 août et l'Épiphanie le 6 janvier. Les autres fêtes, liées à la Passion et à la Résurrection du Christ, sont fixées d'après la date de Pâques. La fête de Pâques est célébrée le 1er dimanche qui suit la pleine Lune tombant immédiatement après l'équinoxe de printemps. La détermination de la date de Pâques nécessite donc un calcul très précis de l'équinoxe, opération difficile il y a quelques siècles et qui montre la valeur des règles fixées par le concile de Nicée en 325 après J.-C.

Ces prédictions sont basées sur deux faits : le jour de semaine du 1er janvier définit les jours de semaine de tous les jours de l'année; la lettre dominicale D est un code qui donne la date du 1er dimanche de l'année. D'autre part, l'âge de la Lune le premier jour de l'année porte le nom d'épacte E. D'une année à la suivante, l'Épacte augmente en général de 11.

A l'aide de ces deux données, on peut calculer la date de Pâques qui est fixée au « 1er dimanche qui suit la 14e nuit de la lunaison tombant le 21 mars ou immédiatement après ».

▼ ***Une clepsydre : horloge qui, chez les Anciens, servait à mesurer le temps et dont le principe est lié à l'écoulement de l'eau à travers un petit orifice.***


Musée des Techniques, C.N.A.M.

Le concile de Nicée et la réforme grégorienne ont indiqué le mode de calcul qui permet de déterminer D et E. Il est très compliqué et il serait oiseux de le détailler.

La date de Pâques ainsi calculée est celle du comput; elle peut différer exceptionnellement d'un mois avec celle qui correspond à la définition initiale. C'est naturellement celle du comput qui est retenue. La date de Pâques peut varier entre le 22 mars et le 25 avril suivant la position de la nouvelle Lune de l'équinoxe.

La fixation de la fête de Pâques à un certain dimanche de mars est à l'ordre du jour depuis de nombreuses années, mais elle se heurte à deux obstacles : d'une part, des objections religieuses, il est vrai de moins en moins fortes, et d'autre part, la difficulté de faire adopter cette réforme par tous les pays à la fois.

La réforme du calendrier

Une réforme plus générale du calendrier est aussi à l'ordre du jour; la plus simple est de diviser l'année en quatre trimestres de 91 jours avec deux mois de 30 jours et un de 31 jours. A la fin de l'année, on place un jour et deux pour les années bissextiles, sans leur affecter de jour de semaine. Un tel calendrier devrait aussi comporter une date de Pâques fixe; les nombres 91 et 364 étant divisibles par 7, tous les jours de l'année auraient toujours les mêmes jours de semaine. D'ailleurs, janvier, avril, juillet et octobre présenteraient la même succession de jours; il en serait de même pour février, mai, etc. Les jours de fête fixes seraient toujours le même jour de semaine. La régularité serait très grande sans changer la semaine et sans qu'il soit nécessaire de changer les noms des mois. D'autres proposent 2 mois de 28 jours et un de 35 par trimestre.

Une réforme beaucoup plus révolutionnaire était celle du calendrier républicain, qui avait aboli les semaines et avait institué douze mois égaux (Vendémiaire, Brumaire, Frimaire, Nivôse, Pluviôse, Ventôse, Germinal, Floréal, Prairial, Messidor, Thermidor, Fructidor). Chaque mois était divisé en trois décades de dix jours nommés primidi, etc., jusqu'à décadi. L'année commençait à l'équinoxe d'automne le 22 septembre. Ce calendrier n'a été utilisé en France que pendant treize ans, du 22 septembre 1792 au 1er janvier 1806, date à laquelle l'ancien calendrier a été rétabli.

La chronologie

La chronologie est l'art de dater un phénomène céleste, terrestre ou historique dans une échelle de temps. C'est une science difficile lorsqu'il s'agit de situer des phénomènes anciens. En effet, la division du jour en 24 heures égales est assez récente. Les Anciens divisaient souvent le jour et la nuit en six ou douze parties égales, les heures de nuit étant plus courtes en été que les heures de jour. La division du temps se faisait à l'aide de la *clepsydre,* dont le principe est lié à l'écoulement de l'eau à travers un petit orifice — une sorte de sablier où le sable est remplacé par l'eau; certaines clepsydres étaient très perfectionnées. Le début du jour était tantôt à midi, tantôt le soir; en général, nous ne le savons pas. Cette indétermination est souvent négligeable car, le plus souvent, on ne sait pas rétablir le jour et même l'année. Actuellement, il est admis que la journée commence à minuit moyen (seul le jour julien commence à midi).

Période julienne

C'est l'érudit français J. Scaliger qui jeta, en 1583, la base d'un système dans lequel on repère toutes les dates. Il considéra le nombre d'années obtenu en multipliant 28 par 15 et par 19, ces nombres représentant les périodicités du comput : cycle solaire, induction et nombre d'or. Cette période est de 7 980 ans. L'origine est fixée à l'année 4712 ou 4713 avant J.-C. (en effet, dans la notation avant et après J.-C., l'année 0 n'existe pas).

Dans cette échelle, l'année 1974 sera $1974 + 4713 = 6687$. L'année adoptée est l'année julienne de 365,25 jours. Le 1er janvier, le nombre de jours écoulés sera $6\,686 \times 365{,}25 = 2\,442\,061{,}5$. On arrondit à l'unité, et il faut retrancher les dix jours de la réforme grégorienne ainsi que les trois jours non bissextiles des années 1700, 1800, 1900; on obtient ainsi, pour le 1er janvier 1974 à midi, le nombre de jours juliens écoulés de 2 442 049. Les jours juliens sont comptés à partir de midi.

Fixer une date très ancienne dans la chronologie est difficile car le compte des ans et des jours a souvent été mal fait. Lorsqu'on a la chance d'avoir pour repère un événement astronomique : éclipse de Soleil ou de Lune, on peut s'assurer de la rigueur de la datation.

Nous avons vu que l'allongement séculaire de la durée du jour nécessite une correction de près de 3 heures au début de l'ère chrétienne et de 38 minutes au Xe siècle. Ces décalages peuvent avoir une grande importance sur le lieu de visibilité d'une éclipse de Soleil. Il ne faut pas l'oublier lorsque l'on fait des études de chronologie.

L'astrologie

L'astrologie a occupé l'esprit de l'homme depuis l'Antiquité. A l'époque où l'on assimilait les planètes aux dieux, il était naturel de penser que les astres pouvaient déterminer la destinée des nations et des individus.

Cette vieille croyance n'a aucun fondement et avec l'astronome Bailly, président de l'Assemblée constituante (1780), nous pouvons dire : « L'astrologie est la plus longue maladie qui ait affligé la raison. » Laplace disait de l'astrologie : « Elle s'est maintenue jusqu'à la fin de l'avant-dernier siècle (le XVIIe siècle), époque à laquelle la connaissance généralement répandue du vrai système du monde, l'a détruite sans retour. » Malheureusement, ce diagnostic n'est pas encore vrai maintenant.

Pourquoi pensons-nous que l'astrologie est une pseudoscience dont l'absurdité est reconnue par tout esprit raisonnable? Il est certain que le Soleil et la Lune ont une grande influence sur la Terre. Le Soleil est la source de toute l'énergie terrestre. C'est lui qui détermine l'alternance des jours et des nuits, le passage du printemps à l'été, l'automne et l'hiver. Ce sont la rotation de la Terre et sa révolution autour de l'astre central qui expliquent tous ces phénomènes. C'est le Soleil qui entretient la vie sur Terre. C'est l'énergie du Soleil qui produit la pluie, les orages, les aurores polaires, les perturbations des communications radiotélégraphiques. Il s'agit là de phénomènes connus et dont l'étude est l'un des objets principaux de l'astronomie et de la géophysique. La Lune a une influence moindre; cependant, avec le Soleil, elle produit les marées, et les habitants des côtes de l'Océan savent qu'il s'agit là de phénomènes importants pour la vie de l'homme.

Ces effets du Soleil et de la Lune, les « Grands Luminaires » des astrologues, sur la Terre et sur les hommes sont évidents. Mais n'existe-t-il pas d'autres influences du Soleil, de la Lune, des planètes et des étoiles? N'existe-t-il pas des rayonnements inconnus pouvant exercer des influences bénéfiques ou néfastes? Les astronomes n'ont-ils pas récemment découvert les émissions radio et X du Soleil et des étoiles? Il ne serait pas scientifique de nier ces possibilités. Toutefois, toutes les tentatives d'établir des corrélations entre la position des astres et des événements humains tels que les guerres, les épidémies, etc., ont échoué.

On sait que le Soleil présente de temps en temps des taches et que leur nombre varie avec une période d'environ onze ans. On a également essayé de trouver des corrélations entre des phénomènes économiques et politiques et le cycle solaire. On en a même annoncé, mais elles ne résistent pas à des tests de statistique sérieux. Aucune des relations que certains médecins croient avoir mises en rapport avec le cycle solaire n'existe. La vérification de nombreuses corrélations a été tentée sans parti pris et en toute honnêteté. La mise en évidence d'une telle relation serait une découverte importante, mais le raisonnement statistique devrait être irréfutable et ne comporter aucune faute de logique. Pour le moment, aucune corrélation de ce type n'est établie. Il en est de même pour l'influence de la Lune. Par exemple, on sait que dans la pensée populaire, la « Lune rousse » (le clair de Terre sur la Lune) provoque la gelée. Il n'en est rien : par ciel découvert, la Terre se refroidit beaucoup, ce qui provoque la gelée. Naturellement, on apercevra, pour la même raison, le soir, le fin croissant de la Lune et toute la Lune éclairée. La Lune rousse est un bon indicateur, mais n'est pas la cause du gel.

Avant de poursuivre l'étude de l'astrologie, fixons les idées par quelques ordres de grandeur.

Le Soleil est l'astre qui nous envoie le plus d'énergie et qui exerce la plus grande attraction newtonienne sur nous. L'énergie reçue de la Lune est 400 000 fois plus faible que celle reçue du Soleil, et Vénus, la planète la plus brillante, nous envoie un milliard de fois moins d'énergie que le Soleil. L'étoile la plus brillante, Sirius, nous envoie 13 milliards de fois moins d'énergie que le Soleil et 33 000 fois moins que la Lune. En ce qui concerne les autres rayonnements (infrarouges, rayons X, γ, corpusculaires), la situation est analogue.

L'attraction newtonienne de la Lune est 175 fois plus faible que l'attraction solaire et celle de Jupiter 50 000 fois plus faible. L'étoile dont l'attraction est probablement la plus forte n'exerce qu'une force cent mille millions de fois plus petite que celle du Soleil. L'attraction de toute notre Voie lactée est égale à seulement 30 milliardièmes de celle du Soleil.

Si les statistiques valables n'ont pu mettre en évidence aucune corrélation entre les phénomènes solaires ou lunaires et la destinée individuelle des hommes, il est logique qu'aucune relation n'ait jamais été mise en évidence avec la situation des planètes ou des étoiles dans le ciel... Alors, pourquoi fait-on des horoscopes depuis des millénaires?

L'astrologie connut son apogée dans les régions méditerranéennes. Les Sumériens la pratiquaient il y a plus de 5 000 ans, mais ce furent les Babyloniens qui la perfectionnèrent. Outre les sept planètes (comprenant le Soleil et la Lune), ils connaissaient 270 étoiles et constellations, les signes du zodiaque et les comètes. Des prêtres faisaient leurs observations à partir des tours-observatoires de Ninive et de Borsippa et en tiraient des prédictions pour le roi et le destin du pays. Ce n'est que plus tard que furent établis des horoscopes des individus du commun.

Ces horoscopes sont encore aujourd'hui faits d'après des règles qui, tout en variant d'un astrologue à l'autre, n'ont rien de scientifique. Ces règles sont d'ailleurs issues du *Quatrième Livre* de Claude Ptolémée. Ce dernier grand astronome grec est aujourd'hui considéré plutôt comme un encyclopédiste génial qu'un savant véritable. Son *Almageste* a été le seul grand traité d'astronomie valable pendant quatorze siècles, et auquel les astrologues se réfèrent souvent.

Claude Ptolémée codifia l'astrologie selon quatre canons de base :

— Les planètes, y compris le Soleil et la Lune, possédaient des attributs (elles étaient chaudes ou froides, mâles ou femelles) et exerçaient des influences (physiques, physiologiques et psychiques). Le Soleil, la Lune, Jupiter ainsi que Vénus étaient généralement considérés comme bénéfiques, alors que Mars et Saturne étaient réputés néfastes.

— Les signes du zodiaque avaient des vertus propres, bonnes ou mauvaises, liées aux quatre éléments et aux quatre humeurs (sang, bile, bile noire et phlegme); ils étaient, en outre, associés à une planète législatrice, avec laquelle ils étaient en harmonie et en résonance.

— Les douze « maisons » (cases de 15° de longitude) correspondaient aux signes du zodiaque de même nom et à leurs planètes législatrices.


Ciccione

▲ ***Détail du « kudduru » (pierre servant de borne) en marbre noir, de l'époque Melishipak II (Suse, 1200 av. J.-C.). On observe dans le haut certains motifs astrologiques babyloniens : le Capricorne et les figures représentant la Lune, le Soleil et Vénus sont des symboles de divinités correspondantes (musée du Louvre).***

— Les « aspects » (qui sont des configurations du ciel) étaient représentés par les positions des astres les uns par rapport aux autres, comme la conjonction, le sextile, la quadrature, le trigone et l'opposition, certaines étant favorables et d'autres défavorables.

Depuis les anciens Grecs jusqu'à Galilée, les principales formes astrologiques furent : le système des interrogations, pour satisfaire aux nécessités courantes, le système des élections pour déterminer le moment propice à une entreprise et l'horoscope pour connaître le futur des personnes et des peuples. L'Église catholique condamna l'astrologie, mais de nombreux papes consultèrent des astrologues, et les nommèrent même professeurs à la Sapienza de Rome. L'Humanisme et la Renaissance tinrent en grande estime l'astrologie : beaucoup y virent non un système déterministe et un appauvrissement de la liberté humaine mais, au contraire, un enrichissement face à l'obscurantisme de la théologie médiévale.

Ptolémée eut des successeurs. Encore au XVII[e] siècle, de grands astronomes, notamment Kepler, firent des horoscopes. Mais il suffit de citer ce grand savant pour savoir qu'il n'était pas dupe. Parlant de l'astrologie qui le faisait vivre, il disait : « De quoi vous plaignez-vous, philosophe trop délicat, si une fille que vous jugez folle soutient une mère sage mais pauvre ? »

Signalons que d'importants chefs nazis croyaient à l'astrologie et que, pendant la dernière guerre, certains hommes politiques de Washington demandèrent leur avis à des astrologues.

Il n'est pas dans nos intentions d'aborder plus en détail les méthodes pour tirer les horoscopes ; d'ailleurs, les devins ne sont pas d'accord entre eux. Par exemple, ils vous font naître sous le signe du Lion et vous attribuent toutes les qualités légendaires et combien illusoires attribuées à cet animal, alors qu'en fait, lorsque vous naissez, c'est la constellation de l'Écrevisse qui culmine et qui devrait déterminer votre avenir. Certes, il y a deux mille ans, c'était bien le Lion qui était dans le signe du zodiaque de ce nom et, à la rigueur, on aurait pu alors admettre cette relation... mais aujourd'hui, où la précession des équinoxes a déplacé les signes de 45° ? Cependant, la précession des équinoxes est ignorée par les devins. Ceux qui en ont entendu parler parlent de rémanence, mais alors, si on les croit, tous les horoscopes de Ptolémée étaient faux car la rémanence d'une autre constellation aurait alors dû jouer.

L'astrologie, comme l'alchimie, ne pouvait que mourir, pour laisser la place à la science expérimentale, à ses concepts plus clairs et à ses résultats contrôlables. Elle a vu s'écrouler le système sur lequel elle prétendait établir ses prévisions. La Terre n'était plus qu'une planète. La découverte d'Uranus, de Neptune et de Pluton porta encore un coup à l'astrologie, puisque celle-ci, qui les ignorait, n'en avait pas tenu compte. Mais pourquoi perdre notre temps... Plaignons les pauvres dupes de ces charlatans qui gagnent assez bien leur vie au point de se payer des ordinateurs pour faire plus sérieux et mieux tromper leurs contemporains. Or, il existe des textes légaux qui interdisent leur métier.

Saint Augustin disait : « Il n'y a pas d'art divinatoire. C'est par hasard qu'on prédit vrai. » Ainsi, même les astrologues n'ont pas le privilège de toujours se tromper... Les lois du hasard ne le leur permettent pas !

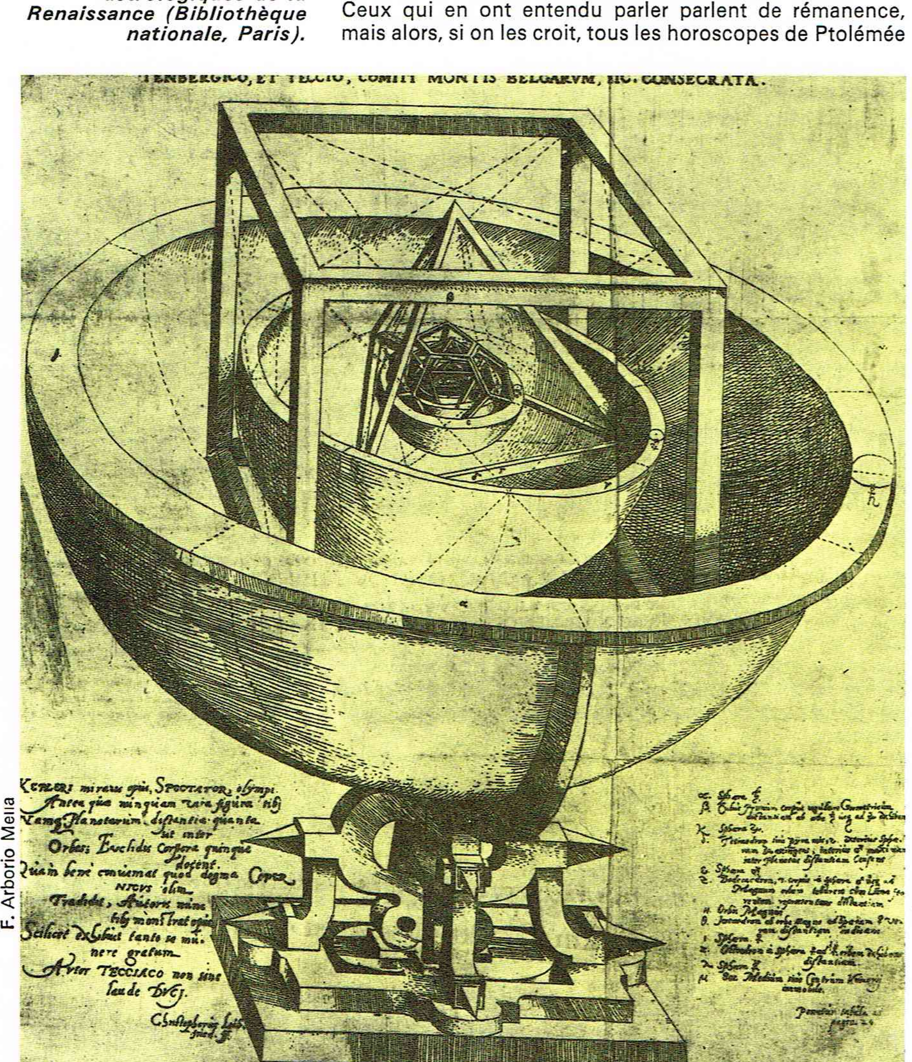
La mécanique et la mécanique céleste

C'est grâce à l'astronomie que les lois du mouvement et de l'équilibre des corps matériels ont été comprises et qu'une doctrine d'ensemble de mécanique rationnelle a pu être édifiée. La mécanique céleste est une partie essentielle de cette doctrine car les lois de la mécanique s'appliquent aux objets célestes dans des conditions de simplicité et de rigueur. La mécanique des objets terrestres est régie par les mêmes lois, mais des phénomènes accessoires et complexes (frottement, résistance de l'air) sont difficiles à formuler et, de ce fait, les lois de la mécanique rationnelle ne paraissent pas s'appliquer.

La mécanique céleste est née des travaux de Galilée, des observations de l'astronome danois Tycho Brahé et de la découverte par Kepler de ses fameuses lois des mouvements planétaires. Mais c'est la contribution de Newton qui fut essentielle : c'est lui qui a formulé les grands principes de la mécanique. Ses successeurs et continuateurs ont été nombreux et l'école française a été particulièrement brillante à la fin du XVIII[e] siècle et pendant tout le XIX[e] siècle.

Les grands principes de la mécanique peuvent être considérés comme des axiomes non démontrables per-

▼ *A gauche, cette table, tirée du* Mysterium cosmographicum *(1596), représente la première tentative de Kepler pour rationaliser les orbites des planètes en introduisant une relation avec les cinq polyèdres réguliers (cube, tétraèdre, dodécaèdre, icosaèdre, octaèdre). A droite, table tirée de* Compost et Kalendrier de bergers *(Paris, 1499), montrant la position du zodiaque dans le corps humain et les influx bénéfiques, indifférents et néfastes qui lui correspondent ; cela est un exemple des errements de recherches astrologiques de la Renaissance (Bibliothèque nationale, Paris).*



F. Arborio Mella



Ciccione

mettant d'édifier un corps de doctrine logique et cohérent et de prévoir les lois du mouvement. On a pris l'habitude de diviser cette mécanique en trois parties. La *statique* étudie les lois de l'équilibre des systèmes. La *cinématique* est l'étude des mouvements et des trajectoires lorsqu'on ne s'intéresse pas à la cause de ces mouvements. La *dynamique* étudie les mouvements des corps soumis à des forces.

En cinématique, on définit la *forme* et la *nature des trajectoires*. La définition des formes est un pur problème de géométrie qui peut être résolu par diverses branches des mathématiques : géométries pure, descriptive ou analytique, mais elle introduit des notions supplémentaires, notamment celles de *vitesse* et d'*accélération*. La notion de vitesse, qui s'exprime par la longueur de trajectoire parcourue pendant l'unité de temps, est maintenant entrée dans le domaine de la vie courante. Une vitesse s'exprimera pour le mobile considéré en kilomètres par heure ou mètres par seconde, selon les habitudes. Une vitesse peut varier en fonction du temps : il faut alors introduire la notion de « taux de variation de la vitesse », ou accélération. Celle-ci s'exprimera en diverses unités, par exemple m/s^2. Ainsi une automobile dont la vitesse aura varié de 0 à 10 m/s en 10 secondes aura une accélération de 1 mètre par seconde par seconde ($1 m/s^2$). Ces notions, comme d'ailleurs certaines notions de géométrie, ont nécessité l'introduction du calcul différentiel (Newton, Leibniz, etc.), qui permet de définir et de calculer la vitesse et l'accélération, même lorsque ces grandeurs sont variables.

On remarquera que la vitesse d'un mobile est toujours tangente à la trajectoire, mais il n'en est pas de même pour l'accélération.

Les principes de la mécanique

Ces grandeurs étant définies, revenons aux trois grands principes, ou axiomes, de la mécanique.

— Lorsqu'un point matériel n'est soumis à aucune action extérieure, son mouvement est rectiligne et uniforme, c'est-à-dire que la vitesse est constante en direction et en grandeur. Son accélération est nulle et sa vitesse peut l'être aussi.

— L'effet qui peut changer ce mouvement porte le nom de *force*. Lorsqu'une force est appliquée à un point, le mouvement de ce point change et il subit une accélération proportionnelle à cette force et on associe à ce point matériel une quantité nommée sa masse *m*, telle qu'on a l'égalité : $F = m \cdot \gamma$ où F est la force appliquée et γ l'accélération qui est créée. On remarquera que le premier principe résulte du second lorsque $F = 0$.

— Le troisième principe est relatif à la dynamique des systèmes. Il indique, notamment, que lorsque dans un système un point est soumis à une force de la part d'un autre point, ce dernier est soumis à une force égale et opposée. C'est le *principe de l'action et de la réaction*, qui est souvent mal compris. Par exemple, lorsque nous circulons en automobile, nous appliquons une force à ce véhicule, son origine est dans le moteur, mais une force identique sera appliquée par la voiture sur la route (et en partie aussi sur l'air). C'est cet effet qui explique le mouvement des fusées : on expulse un gaz qui est éjecté mais ce gaz exerce une force identique sur le corps de fusée qui est accéléré dans la direction opposée. Cette propulsion peut être utilisée dans le vide. Accessoirement, le troisième principe permet aussi de prévoir la *composition des forces* et, éventuellement, leur *décomposition*.

La loi de Newton

A ces trois principes, qui s'appliquent quelle que soit l'origine des forces, Newton a ajouté en 1687 la *loi d'attraction universelle* entre des points matériels ; c'est une loi supplémentaire, indépendante des principes cités et qui est suffisante pour expliquer les lois des mouvements des planètes telles que Kepler les avait énoncées. Elles ont permis à Newton de prévoir de nombreux autres phénomènes importants.

Lois de Kepler. Grâce aux excellentes observations faites par Tycho Brahé, à la fin du XVIe siècle, Kepler énonça, en 1609, les deux premières lois et, en 1619, la troisième.

1re loi : les planètes décrivent des orbites elliptiques dont le Soleil occupe un foyer.

2e loi, ou *loi des aires :* le rayon vecteur balaye des aires proportionnelles au temps.

3e loi : les carrés des temps des révolutions sont proportionnels aux cubes des grands axes.

L'énoncé de ces lois est purement cinématique. Mais elles résultent immédiatement des principes de la mécanique de Newton lorsqu'on suppose que deux corps célestes C_1 et C_2 de masse m_1 et m_2 s'attirent en fonction du carré inverse de leur distance *r*, c'est-à-dire que le corps C_1 est soumis à la force $F = k \frac{m_1 m_2}{r^2}$ dirigée vers le corps C_2. Celui-ci sera soumis à la même force mais dirigée vers le corps C_1. Sous l'effet de ces forces, les corps prennent, d'après le second principe, des accélérations très différentes :

$$\gamma_1 = \frac{k\,m_2}{r^2} \qquad \gamma_2 = \frac{k\,m_1}{r^2}$$

k est une constante dont la valeur numérique dépend essentiellement des unités choisies pour *m* et *r*. Cette constante est universelle, c'est-à-dire qu'elle a la même valeur dans tout l'Univers. On remarquera que d'un point de vue philosophique la masse d'attraction n'est pas la même que la masse d'inertie définie par $F = m \cdot \gamma$. En fait, l'expérience montre qu'elles sont identiques, ce qui a un sens physique caché mais essentiel.

La nature formelle de la loi d'attraction permet la déduction logique, purement mathématique, d'un certain nombre de lois.

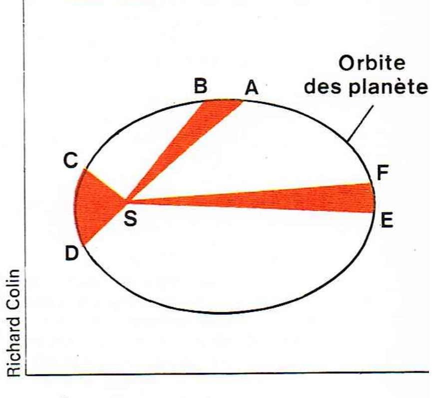
— Newton a pu montrer, et cela se démontre maintenant dans tout cours de mécanique élémentaire, qu'une sphère homogène de masse M attire un point extérieur comme si toute la masse M était concentrée au centre de la sphère.

— Si l'on néglige les masses des planètes devant celle du Soleil (ce qui est légitime avec une bonne approximation), en tout point de l'espace, l'accélération que subit un point matériel est dirigée vers le centre du Soleil et a une valeur définie, indépendante de la masse du point. On dit en mécanique que la force à laquelle est soumis ce point est une force centrale et qu'elle dépend d'un potentiel. On démontre que, dans ce cas, la trajectoire de ce point est une courbe plane, décrite suivant la loi des aires. On démontre ainsi partiellement la première loi de Kepler et, dans son ensemble, la deuxième. Pour ces démonstrations, on n'a pas eu besoin de faire appel à la loi du carré inverse de la distance, mais la loi d'attraction de Newton est nécessaire pour expliquer la nature elliptique des orbites ainsi que la troisième loi de Kepler.

Un raisonnement assez simple permet d'ailleurs de retrouver la loi de Newton grâce à l'assimilation de l'accélération de la Lune à celle de la pesanteur. Une légende veut que Newton trouvât sa loi en observant la chute d'une pomme et en comparant cette chute au mouvement de la Lune. Sans insister sur cette anecdote, montrons quel fut le raisonnement de Newton. En unités modernes, on sait que sur la surface de la Terre, lorsqu'on lâche un corps, il tombe de 490 cm pendant la première seconde. En l'absence de force extérieure, la Lune devrait, d'après le premier principe, continuer son mouvement en ligne droite avec la même vitesse. En fait, la Lune tourne autour de la Terre sur un cercle de 384 000 km de rayon ; en une seconde, elle aura parcouru environ 1 km sur son orbite, mais elle se sera éloignée de la tangente d'une quantité très facile à calculer par la géométrie et qui est de 1,35 mm. En comparant cette distance à celle parcourue par un objet tombant sur la Terre dans le même temps, on trouve que le rapport est de 3 630, valeur égale au carré du rapport du rayon de l'orbite lunaire et du rayon de la Terre ($60{,}27^2 = 3\,632$). Cette valeur était déjà très bien connue du temps de Newton. La découverte géniale de Newton n'était pas uniquement cette constatation mais sa généralisation à tout l'Univers et l'étude mathématique du mouvement des planètes qu'il fit en admettant cette loi.

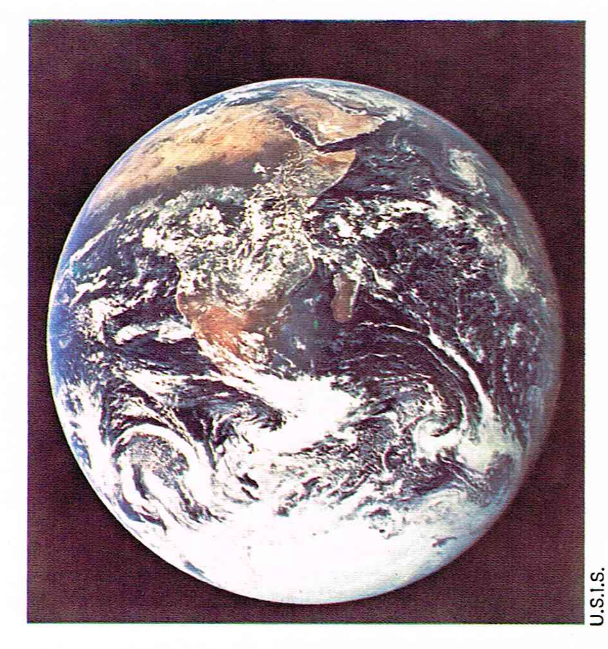
Le mouvement des planètes

Indiquons quelques-uns des résultats de la mécanique céleste newtonienne. On retrouve l'ensemble des lois de Kepler mais en précisant pour la troisième loi la valeur de la constante de proportionnalité. Cette constante est proportionnelle à la somme des masses du Soleil et de la planète. On constate donc que cette valeur n'est constante que dans la mesure où l'on peut négliger la masse de la planète devant celle du Soleil. Naturellement,



▲ ***Le mouvement elliptique des planètes et la loi des aires. Les arcs AB, CD, EF étant parcourus dans le même temps, les aires orangées sont égales entre elles.***

▶ *Une vue complète du continent africain sur cette photographie de la Terre prise par les astronautes d'Apollo 17 au cours de leur retour de la Lune.*



U.S.I.S.

pour des calculs précis en astronomie de position, on n'a pas recours à cette simplification. La valeur de la constante de proportionnalité dépend essentiellement des unités choisies.

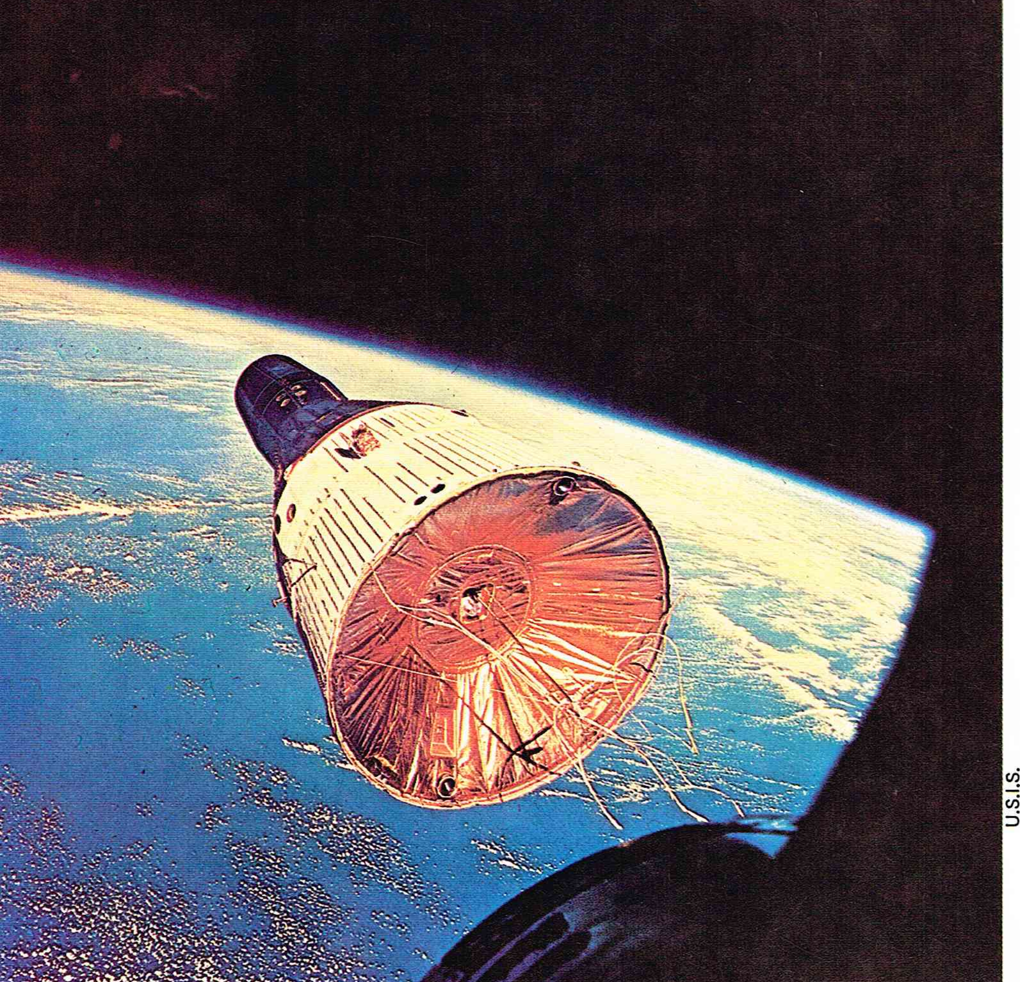
On choisit souvent les unités suivantes : pour unité de longueur le demi grand axe (a) de l'orbite terrestre, pour unité de temps, l'année et pour unité de masse, celle du Soleil. On trouve alors pour toutes les planètes (en négligeant leurs masses) :

$$a^3/T^2 = 1$$

T étant la période de révolution de la planète autour du Soleil.

Grâce à cette loi, il est possible de déterminer le demi grand axe pour n'importe quelle planète dont on connaît la période de révolution. Ainsi, pour Jupiter, T = 12 et un calcul simple donne $a = 5,24$ car $5,24^3 = 12^2$.

▼ *Vue arrière de Gemini 6 photographiée par les astronautes W. Schirra et T. Stafford depuis leur capsule Gemini 7.*



U.S.I.S.

Le centre de gravité

En fait, il résulte des principes de la mécanique que lorsqu'on considère une planète, celle-ci ne tourne pas autour du centre du Soleil mais le Soleil et la planète tournent autour du centre de gravité du système. La notion de *centre de gravité* est une notion fondamentale. Dans le cas simple qui nous intéresse, la masse du Soleil étant sensiblement 300 000 fois supérieure à celle de la Terre, le centre de gravité est situé extrêmement près du centre du Soleil. Le centre de gravité G divise la distance Soleil-Terre en deux segments inversement proportionnels aux masses. On trouve que ce centre de gravité est situé à 450 km du centre du Soleil, valeur inférieure à 1/1 000 du rayon solaire. Il n'en est pas de même pour le centre de gravité du système Terre-Lune, qui est situé assez loin du centre de la Terre, à 0,74 rayon terrestre de ce dernier dans la direction de la Lune. Ce fait produit des effets nettement observables lorsque l'on étudie de façon précise le mouvement des planètes.

La masse de la Terre

A la surface de la Terre, l'attraction g est donnée par la formule :

$$g = \frac{k\,m}{R^2}$$

m étant la masse de la Terre et R son rayon. La valeur de g est bien connue : en négligeant sa variation avec la latitude (effet dû à la fois à l'aplatissement terrestre et à la rotation de la Terre) et en prenant pour unité le centimètre et la seconde, $g = 980$.

Si l'on connaissait k en unités de la physique, on pourrait, à l'aide de cette formule, calculer la masse de la Terre en grammes ou encore sa masse spécifique en divisant cette masse par le volume de la Terre. La détermination de k nécessite des expériences de physique très délicates. Par exemple, on peut mesurer avec précision l'attraction exercée par une sphère dense sur une petite sphère suspendue à une balance de torsion. Mais la sensibilité doit être très grande car les attractions sont extrêmement petites, de l'ordre du 10 millionième de l'attraction terrestre. Il n'est pas question de discuter ici ces mesures : la valeur de $k = 6,67 \cdot 10^{-8}$ correspond à une masse spécifique de la Terre de 5,52 g/cm³.

Le mouvement parabolique

Le mouvement circulaire est un cas particulier du mouvement elliptique avec une excentricité nulle, mais l'autre cas limite est la parabole (e = 1). Newton a établi les lois de ce mouvement, où la troisième loi de Kepler est remplacée par une autre loi. On sait que la grande majorité des comètes décrit des orbites paraboliques. Le même calcul permet aussi de prévoir les mouvements hyperboliques qui, en fait, ne sont pratiquement pas observables dans notre système.

La mécanique céleste permet d'établir un certain nombre de lois de mouvement qui découlent de la loi de Newton. Sans insister sur les détails, signalons que lorsqu'en un point de l'espace on se donne la vitesse d'un mobile, sa trajectoire future autour du point d'attraction, Soleil ou planète, est complètement définie. Elle peut être calculée et on peut donc prévoir les positions ultérieures de l'astre. On peut aussi démontrer que la nature de l'orbite (cercle, ellipse ou parabole) est définie par la valeur numérique de la vitesse ; elle est indépendante de la direction de cette vitesse. Ainsi, à l'endroit où se trouve la Terre, la vitesse circulaire autour du Soleil est de 29,8 km/s et la vitesse parabolique est la valeur précédente multipliée par $\sqrt{2}$, soit 42,1. C'est la vitesse qu'il faut donner à un vaisseau spatial, lancé de la Terre, pour qu'il s'échappe du système solaire.

La vitesse d'un satellite terrestre rasant la Terre (c'est pratiquement le cas des premiers satellites lancés) est de 7,9 km/s. Cette valeur multipliée par $\sqrt{2}$, soit 11,2 km/s, est la vitesse nécessaire pour qu'un corps lancé par fusée s'échappe de la Terre.

Les satellites artificiels

Ces considérations ont une grande importance pour les expériences spatiales. Nous comprenons que la trajectoire d'un satellite est complètement définie après le lancer et nous pouvons la calculer quand nous connaissons, en un point donné, la vitesse en grandeur et direction. Les satellites artificiels, qu'ils circulent autour de la Terre, de la Lune ou de Mars, obéissent aux lois de la gravitation. La mécanique céleste permet donc de calculer

la période du satellite terrestre circulant à l'altitude zéro : elle est de 84,4 minutes. Suivant la troisième loi de Kepler, plus le satellite sera éloigné, plus sa période sera longue. Pour la distance au centre de la Terre de 6,62 rayons terrestres ou 42 200 km, cette période est égale à la période de rotation terrestre, et le satellite, placé dans le plan de l'équateur de la Terre, restera donc au-dessus du même point : il sera *géostationnaire*. On connaît son utilisation possible comme satellite de communication. Dans le cas de la Terre, ces trajectoires sont fortement perturbées à cause de petites forces dues à l'aplatissement de la Terre, aux chocs des molécules résiduelles de la haute atmosphère et à l'action du rayonnement solaire (lumière et vent solaire). On sait que ces actions se traduisent à la fin par le retour du satellite sur le sol, après un temps d'autant plus long que le satellite a une plus grande altitude.

Les perturbations

Les lois de Kepler sont valables lorsque l'attraction du Soleil est seule en cause. Certes, cette attraction est prédominante, mais dans le cas général il faut tenir compte de l'attraction de tous les corps célestes. Ainsi, la Terre est attirée non seulement par le Soleil mais aussi par toutes les autres planètes et notamment par la plus massive, Jupiter. On peut, dans ce cas, écrire les équations du mouvement mais, même dans le cas où il n'y a que trois corps, il n'est pas possible par des calculs simples d'obtenir le mouvement de ces trois corps. Ce n'est qu'au début de ce siècle qu'on a pu donner une solution mathématique, mais elle n'est pas utilisable. Heureusement, si la solution algébrique n'est pas possible, on peut calculer des solutions aussi approchées qu'on le veut. On a ainsi pu montrer que l'ellipse décrite par la Terre autour du Soleil n'est pas invariable dans l'espace. Son périgée tourne de 11″ par an, c'est-à-dire qu'il fait, par rapport aux étoiles, un tour en 110 000 ans. D'autres petits mouvements résultent aussi de ces calculs.

L'astre dont le mouvement est le plus perturbé est la Lune : l'attraction principale est exercée par la Terre mais l'effet du Soleil n'est pas négligeable et, de ce fait, l'orbite de la Lune tourne et se déplace très rapidement. A cet effet, s'ajoute d'ailleurs une autre cause. Nous avons indiqué que Newton avait démontré que l'attraction d'une sphère uniforme (ou d'une sphère formée par des couches concentriques uniformes) était identique à l'attraction ponctuelle créée par la masse de la sphère concentrée en son centre. Ce n'est pas le cas de la Terre, qui est aplatie et dont le rayon polaire est plus petit que le rayon équatorial de 1/298. De ce fait, l'attraction que subit la Terre de la part du Soleil et celle que subit la Lune de la part de la Terre sont beaucoup plus complexes. A cause de l'égalité de l'action et de la réaction dans le système Lune-Terre, la Terre subit donc une force perturbatrice. L'étude de ce mouvement peut être complètement traitée par la mécanique céleste. Ce sont les grands mathématiciens, parmi lesquels il faut citer Euler, Laplace et Poisson, qui ont résolu ce problème. Ils ont ainsi expliqué les phénomènes assez complexes de la précession et de la nutation que nous avons déjà signalés. Comme ce sont à la fois la Lune et le Soleil qui agissent, on nomme ce phénomène la *précession luni-solaire*.

La théorie d'Einstein

Un problème important s'est posé aux mécaniciens : est-ce que les mouvements célestes sont parfaitement expliqués par la loi de Newton ou bien observe-t-on de faibles différences? On a d'abord constaté que les prévisions étaient excellentes mais que l'accord ne devenait parfait que si l'on admettait que la rotation de la Terre n'est pas uniforme : cela a obligé les chercheurs à redéfinir le temps. Le temps des éphémérides est le temps qui donne un accord parfait pour toutes les observations : il ne s'agit pas d'une remise en cause de principe car ce sont les mouvements de tous les corps célestes qui sont en accord en définissant un seul temps, d'ailleurs identique à celui des physiciens : le *temps atomique*. Nous verrons que seule une petite rotation de l'orbite de Mercure n'est pas expliquée par la loi de Newton.

On sait que la loi de Newton a été remplacée au début de ce siècle par la théorie d'Einstein. En 1905, la *théorie de la relativité restreinte* a été introduite pour expliquer que la vitesse de la lumière est un invariant par rapport à deux systèmes de référence en mouvements relatifs. Cette théorie restreinte a été vérifiée par de nombreuses expériences; elle entraîne que la masse est une fonction de la vitesse. Cette théorie n'entraîne pas de modification pour le mouvement des planètes car les vitesses de ces corps sont tellement petites comparées à celle de la lumière que, pour la Terre, la modification de masse n'est que de 5 milliardièmes. En 1916, Einstein a énoncé la *théorie de la relativité généralisée,* qui introduit la notion d'espace-temps et qui montre qu'une masse introduit une courbure de l'espace-temps. La théorie de la relativité généralisée introduit en astronomie quelques conséquences vérifiables : d'abord, une masse comme le Soleil doit dévier la lumière. Différentes mesures ont été tentées pendant des éclipses de Soleil et les résultats ont été positifs bien qu'un peu imprécis. La seconde conséquence est l'explication du petit mouvement du périhélie de Mercure, signalée par Le Verrier.

Cette vérification de la théorie d'Einstein est importante mais elle n'est pas cruciale car d'autres petits effets peuvent l'expliquer; cependant, l'introduction d'un effet pour expliquer un seul phénomène n'est pas satisfaisante du point de vue de la logique scientifique. D'autant plus que la validité de la théorie d'Einstein ne fait plus de doute pour aucun physicien. La loi de Newton reste une excellente approximation pour les mouvements des corps ayant des petites vitesses par rapport à celle de la lumière, c'est-à-dire tous les corps du système solaire.

Gravité et accélération

A l'ère spatiale, la notion d'apesanteur est devenue familière. Mais cette notion est moins simple qu'on ne le pense en général.

Tout corps, et, notamment, l'homme, est soumis à l'attraction terrestre; chaque gramme de notre corps est ainsi attiré par une force de 981 dynes ou anciennement 1 gramme-force. L'expérience montre qu'une accélération est ressentie comme une attraction négative. Un homme en chute libre subit à la fois la pesanteur et l'accélération : il paraît soumis à la force $F - m\gamma$ qui est nulle. Il est en quelque sorte en apesanteur. Un mobile sur une orbite circulaire est soumis à une accélération dirigée vers le centre et à une force apparente dirigée vers l'extérieur. Ceci explique le nom de force centrifuge donnée souvent à cette force. Un astronaute dans une capsule spatiale est soumis à une attraction terrestre sensiblement égale à la pesanteur; ainsi, à 200 km d'altitude, elle est de 921 unités contre 981 au sol; mais, comme il circule sur une trajectoire circulaire de rayon 6 578 km, il est soumis à une force centrifuge qui, par gramme de matière, vaut exactement 921 unités. Ainsi, l'astronaute est toujours soumis à l'attraction de la Terre mais celle-ci est compensée par la force centrifuge; il est en apesanteur apparente avec toutes les conséquences que nous connaissons.

Rappelons que pendant le lancer de la fusée, l'astronaute est soumis à une très forte accélération, difficile à supporter; elle est de même nature que celle à laquelle est soumis un aviateur faisant une ressource à grande vitesse et à petit rayon de courbure; cette ressource peut d'ailleurs détruire l'avion à cause de cette accélération centrifuge. A la vitesse de 1 000 km/h et pour un rayon de 500 m, la force centrifuge vaut seize fois la pesanteur, on dira 16 g.

La masse des planètes

Il est possible de déterminer la masse m des planètes qui ont des satellites en utilisant la troisième loi de Kepler. Pour le mouvement, on a en effet $a^3/T^2 = m$ où a est le demi grand axe de l'orbite exprimé en unités astronomiques et T la période de révolution du satellite. La Lune tourne autour de la Terre en 27,32 jours à une distance de 384 000 km. Si l'on convertit ces deux valeurs en ans et en unités astronomiques on trouve $a = \frac{1}{390}$ et $T = \frac{1}{13{,}37}$. Un calcul simple donne alors la masse de la Terre $m = \frac{1}{330\,000}$ masse solaire. La valeur réelle est un peu différente, car il faut tenir compte du fait que l'orbite de la Lune est perturbée : $1/m = 332\,960$. Avec la valeur de la masse terrestre, déterminée par les expériences d'Eötvös, on détermine aussi la masse du Soleil, qui est de $2 \cdot 10^{27}$ tonnes.

La détermination de la masse des planètes n'ayant pas de satellites, comme Mercure et Vénus, était très dif-

ficile et ne pouvait guère être effectuée que par la détermination des perturbations très faibles que ces planètes exercent sur les autres corps du système solaire. En fait, les masses de ces planètes ne sont bien connues que depuis que des vaisseaux spatiaux les ont approchées. En étudiant leurs mouvements, on obtient la valeur du champ de gravité de ces planètes et donc leurs masses.

Le calcul de la position d'une planète ou de la Lune

Sans entrer dans le détail, indiquons comment on calcule la position d'une planète ou de la Lune à un moment donné.

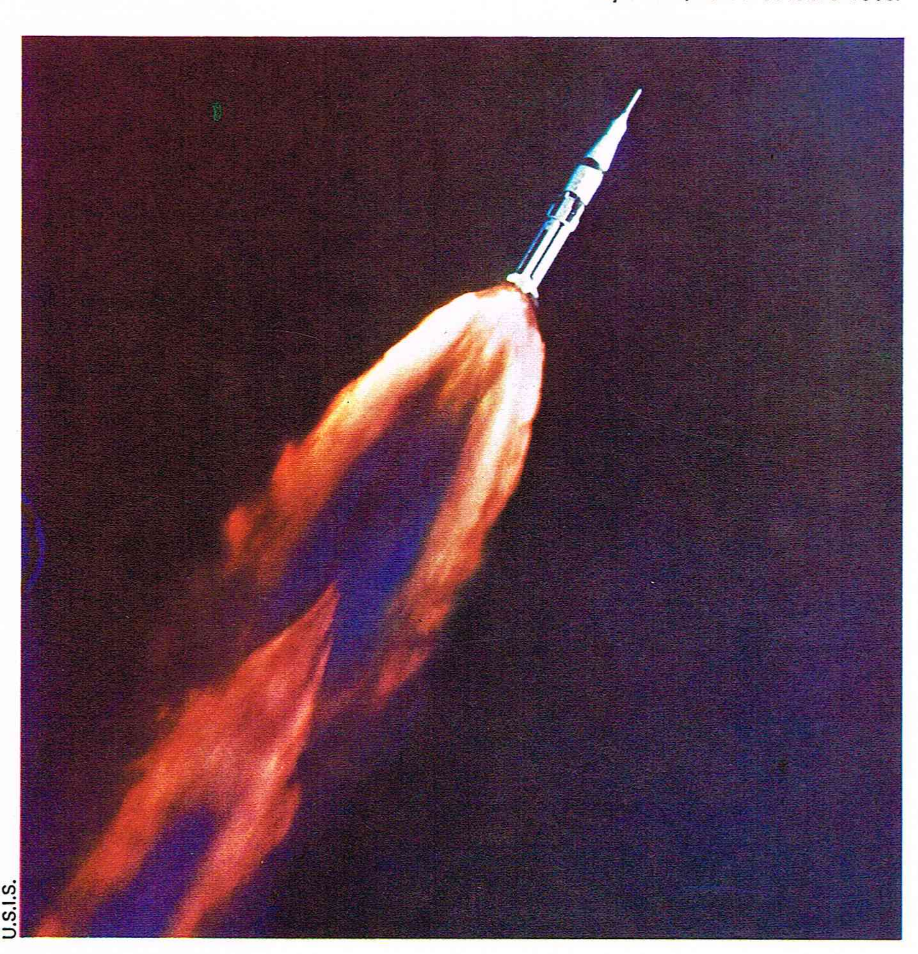
Les calculs se font dans le système des coordonnées écliptiques dont le plan principal est l'écliptique. On considère un système de coordonnées attaché à ce plan. L'origine est le centre du Soleil et l'axe des x passe par le point vernal ; cela définit aussi la position de l'axe des y ; l'axe des z est perpendiculaire à l'écliptique. Le plan de l'orbite de la planète, qui passe aussi par le Soleil, coupe le plan de l'écliptique suivant une droite appelée *ligne des nœuds ;* l'inclinaison de l'orbite sera mesurée par l'angle dièdre i des deux plans. On doit aussi connaître la forme, les dimensions et la position de l'orbite dans ce plan. La période est naturellement connue ainsi que le moment où la planète se trouve au périgée. A l'aide de ces données, il est possible de calculer, à un moment donné, la position exacte de la planète dans son plan en direction et en distance. Un calcul géométrique simple donne ensuite les trois coordonnées x, y, z de la planète. Le même calcul, d'ailleurs simplifié, sera fait pour la position de la Terre au même moment. Ces coordonnées sont X, Y, Z. On démontre que les coordonnées relatives de la planète par rapport à la Terre sont x — X, y — Y et z — Z. Ces coordonnées permettent ainsi de calculer la distance et la direction géocentriques de la planète.

Z
Q
Δ
X
Y
Z
P
Y
Inclinaison i
S
N
ε
Équateur
Écliptique
Orbite
X

Richard Colin

▲ *Ci-dessus, calcul de la position d'une planète par rapport au Soleil : γ, point vernal; N, nœud de l'orbite de la planète (intersection avec l'écliptique); X, Y, Z, coordonnées de la planète; distance de la planète.*

▼ *Ci-dessous, pendant le lancer de la fusée, l'astronaute est soumis à une très forte accélération, difficile à supporter. Ici, Saturne 1B lors de la mission Apollo 7, le 11 octobre 1968.*



U.S.I.S.

Indiquons que les astronomes ont l'habitude de faire leurs calculs dans un système de coordonnées rectangulaires équatoriales pour lequel l'axe des x est aussi l'axe Oγ, mais pour lequel l'axe des y est contenu dans le plan de l'équateur et l'axe des z est l'axe polaire. On passe de l'un à l'autre par une rotation de $\varepsilon = 23^\circ 27'$ autour de l'axe commun des x. Ce système permet un calcul plus facile de l'ascension droite et de la déclinaison.

Les formules nécessaires à ces calculs, longues à écrire, sont en fait très simples. Leur calcul s'effectue par ordinateur. Les résultats de ces calculs sont établis quelques années à l'avance par les grands centres de calcul (Bureau des longitudes en France et des Instituts analogues en Allemagne, aux États-Unis et en U.R.S.S.). Ils sont publiés sous forme d'éphémérides, utiles aux astronomes mais aussi aux navigateurs. Les calculs sont réalisés avec une très grande précision, de l'ordre d'une fraction de seconde d'arc. Les calculs pour les planètes sont effectués pour chaque jour et, pour la Lune, de trois en trois heures. Pour cette dernière, ils sont d'ailleurs très complexes, car la position de notre satellite sur son orbite nécessite des formules comprenant près de 1 500 expressions trigonométriques.

Ces mêmes éphémérides donnent aussi les positions des satellites de Jupiter, calculées par une méthode analogue. Elles donnent aussi les positions précises des étoiles en tenant compte du mouvement des plans principaux, précession et nutation.

A l'heure de l'ordinateur, la confection des programmes une fois faite et contrôlée, le calcul est très rapide. On n'admirera jamais assez la somme de travaux exécutés par les astronomes avant l'existence des machines à calculer, lorsque la table de logarithmes était le seul outil de calcul. Aujourd'hui, il est possible d'effectuer ces calculs plus rapidement que l'astre ne se déplace, même lorsqu'il s'agit d'un satellite terrestre qui tourne autour de la Terre en une heure et demie.

La détermination des orbites

Le problème inverse, celui de la détermination de l'orbite d'un astre dont on connaît des positions observées, est beaucoup plus difficile. Cette difficulté provient du fait que l'observation ne nous donne que la direction de l'astre (par exemple, l'ascension droite et la déclinaison) mais non la distance de l'astre. On montre que trois observations sont suffisantes si l'astre n'est pas trop près de l'écliptique, sinon il en faut quatre.

C'est Laplace qui, le premier, a montré qu'on pouvait obtenir une solution algébrique lorsque les positions observées ont été faites à des époques voisines. Mais la précision de cette méthode laisse souvent à désirer. Pour des positions également espacées, Gauss a indiqué une méthode algébrique approchée faisant intervenir les six coordonnées observées. Dans le cas d'une comète pour laquelle on admet *a priori* que l'orbite est parabolique, Olbers a indiqué une modification de la méthode de Gauss qui est plus simple et plus expéditive. Il n'est pas question d'exposer ici ces méthodes, qui sont très complexes. Il suffit de savoir qu'elles sont efficaces et qu'il est ultérieurement possible d'améliorer ces orbites en confrontant les écarts entre l'éphéméride provisoire et les coordonnées observées. L'Union astronomique internationale effectue ces calculs dès la découverte d'un nouvel astre ; les positions prévues sont suffisantes pour suivre l'astre et corriger rapidement l'orbite ainsi que les prévisions.

Radiations et instruments

Radiations

Depuis la plus haute antiquité jusqu'au début du XVIIe siècle, toutes les observations étaient faites à l'œil nu. L'invention des lunettes et télescopes fut une révolution essentielle. Mais jusqu'à la fin du XIXe siècle, la lumière visible et l'œil sont les seuls moyens de connaître les mouvements et la composition des astres.

A la fin du XIXe siècle et au XXe siècle, d'autres récepteurs sont introduits : la plaque photographique et la cellule photo-électrique. Le domaine spectral est étendu à l'ultraviolet et à l'infrarouge. La période actuelle est dominée par la détection des radiations du domaine des ondes hertziennes (radioastronomie) et l'observation à partir d'engins spatiaux (astronomie spatiale). Nous pouvons aujourd'hui étudier les astres depuis le domaine des rayons gamma et X jusqu'aux ondes hertziennes et aussi observer les radiations corpusculaires.

Les instruments de la première période étaient rudimentaires et les résultats obtenus en sont d'autant plus admirables. L'introduction de la lunette et les premières observations astronomiques de Galilée en 1610 ouvrirent une nouvelle ère. Néanmoins, les progrès furent lents et ce n'est qu'à la fin du XVIIIe siècle qu'on commença à s'intéresser à l'étude physique des astres, à la rotation des planètes, à la mesure de l'éclat des étoiles et de sa variation. Il fallut attendre le XIXe siècle pour qu'on fît l'analyse de la lumière ; bien que commencée par Newton, cette analyse ne devint une science qu'avec Wollaston, Fraunhofer et les nombreux spectroscopistes du dernier siècle. Les instruments sont devenus meilleurs et plus grands ; la construction de grands télescopes, en métal d'abord, en verre argenté ensuite, a augmenté les moyens techniques de l'astronomie.

La troisième ère commence avec l'introduction de la photographie et son application à l'astronomie en 1840 (daguerréotypie de la Lune par W. Draper). Les récepteurs physiques : cellules photo-électriques, radiomètres, ne datent que des années 1920. Au cours de cette époque, l'astronomie s'est développée avec une rapidité étonnante. La détection du rayonnement radioélectrique de la Voie lactée (K. Jansky, 1931), puis du Soleil (vers 1940), est suivie par la naissance d'une nouvelle astronomie et par son développement prodigieux. L'extension du domaine des ondes lumineuses à l'infrarouge, puis à l'ultraviolet, de plus en plus loin jusqu'au domaine des rayons X et γ est un résultat des recherches spatiales. Parallèlement, on a mis en évidence des radiations corpusculaires : rayons cosmiques et vent solaire.

La lumière est un rayonnement électromagnétique. Elle est constituée par un champ magnétique alternatif, couplé avec un champ électrique de même fréquence et dont les directions sont perpendiculaires. Ces deux champs se propagent avec une vitesse très grande qui est de 299 793 km/s.

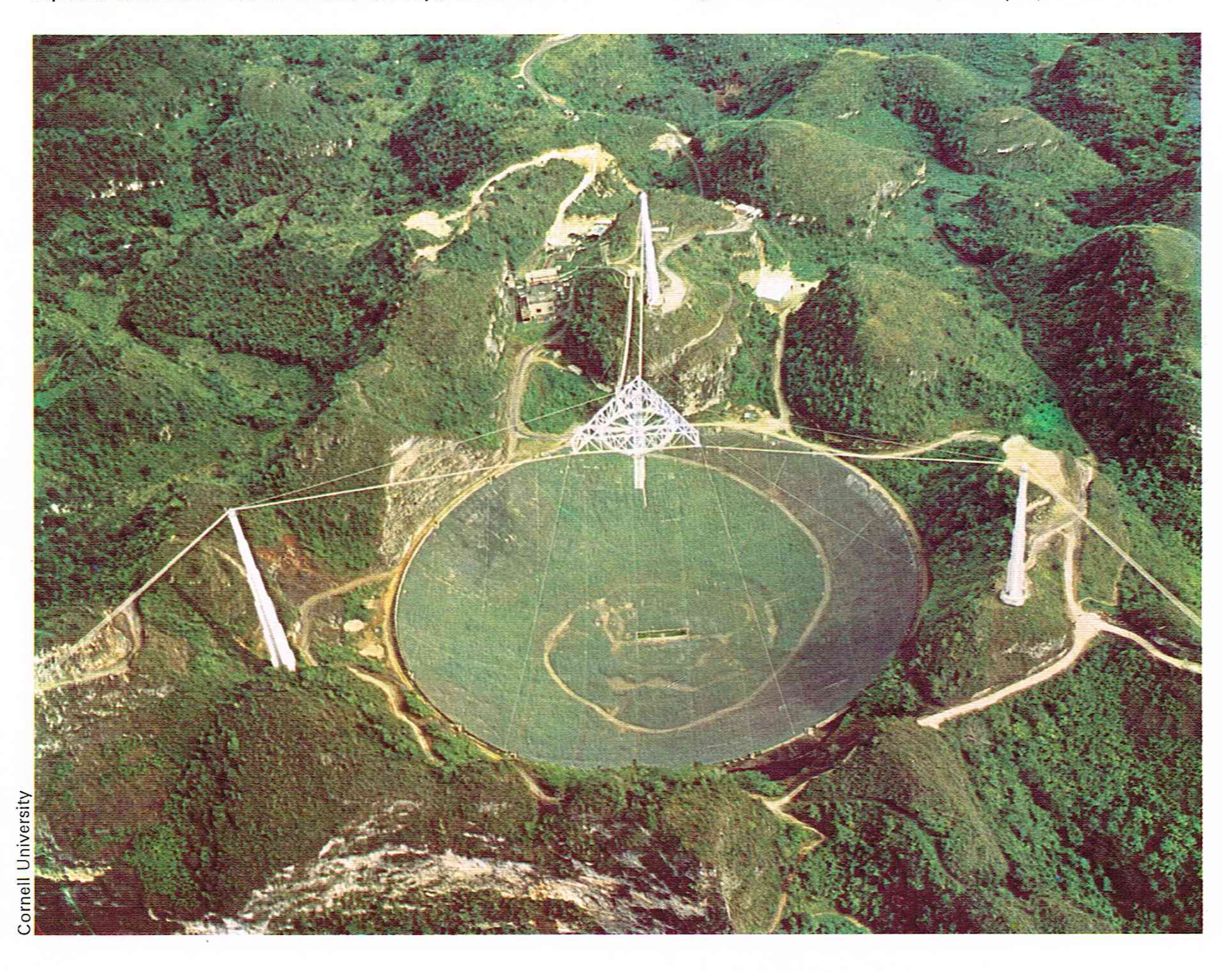
Une radiation électromagnétique est dite monochromatique lorsqu'elle correspond à une seule fréquence. Ainsi, la lumière jaune du sodium est sensiblement monochromatique (en fait, elle correspond à deux fréquences voisines) ; un poste de radiotélégraphie émet un champ électromagnétique de fréquence définie.

On nomme *longueur d'onde* la longueur que parcourt le rayonnement pendant une de ces oscillations. Cette notion est très utile car il est en général facile de la matérialiser par des expériences d'optique. Ainsi, la raie rouge du krypton a une longueur d'onde dans le vide de 0,605 780 211 micromètre (μm). Les physiciens utilisent aussi d'autres unités : le nanomètre (1 nm $= 10^{-9}$ m) et l'angström (1 Å $= 10^{-10}$ m). La radiation précédente a ainsi des longueurs d'onde de 605,780 2 nm ou 6 057,802 1 Å.

La *fréquence* de cette radiation est de $N = 4{,}948\,87 \cdot 10^{14}$ oscillations par seconde ou 494 887 milliards de hertz.

Dans un milieu comme l'eau ou l'air, la fréquence reste constante mais la vitesse de propagation est divisée par un nombre n, qui porte le nom d'*indice de la matière*. Cet indice dépend d'ailleurs de la fréquence de la radiation. Pour l'eau, $n = 1{,}33$ et la vitesse de propagation est de l'ordre de 225 000 km/s ; la longueur d'onde de la raie du krypton, si l'on pouvait la mesurer dans l'eau, serait de l'ordre de 0,455 μm.

L'œil humain a une sensibilité maximale pour la radiation de longueur d'onde : 555 nm (0,555 μm). Cette radiation



Cornell University

◀ ***Vue aérienne du radiotélescope d'Arécibo (Porto Rico).***

est verte. Les radiations comprises entre 0,4 µm (400 nm) et 0,8 µm (800 nm) sont perçues par l'œil, mais celui-ci est très peu sensible pour les radiations extrêmes. L'œil est caractérisé par sa courbe de sensibilité, qui est une courbe en cloche. Nous nommons ultraviolettes les radiations dont les longueurs d'onde sont inférieures à 0,4 µm et infrarouges celles supérieures à 0,8 µm.

Nous connaissons aujourd'hui d'autres récepteurs : d'abord, la *plaque photographique,* qui, dans sa forme originale, n'était sensible qu'aux radiations violettes et ultraviolettes. Il est maintenant possible de rendre la plaque sensible à d'autres radiations, jusqu'à l'infrarouge proche de 1,1 µm. De nombreux nouveaux récepteurs ont été introduits depuis une cinquantaine d'années; le plus important est la *cellule photo-électrique,* dont il existe de nombreux types et dont les sensibilités peuvent aller de l'ultraviolet à l'infrarouge lointain.

Mais le domaine des radiations que l'on peut étudier depuis le sol est limité à cause de l'atmosphère terrestre. Celle-ci ne laisse passer aucune radiation de longueur d'onde plus courte que 0,31 µm, qui correspond à l'ultraviolet. Pour observer en dessous de ce domaine, il faut disposer les instruments à bord d'un vaisseau spatial. L'absorption de l'atmosphère est due à la molécule d'ozone O^3 et, pour les plus courtes longueurs d'onde, à l'azote N^2. Il existe aussi une forte absorption dans l'infrarouge. Ce sont les molécules de la vapeur d'eau et, à un moindre degré, du gaz carbonique qui créent ces absorptions. Si un certain nombre de domaines restent observables de la Terre, l'observation est fortement améliorée en haute altitude dans les climats secs ou à partir de ballons; mais là encore les vaisseaux spatiaux sont plus efficaces.

Au-delà de 1 mm de longueur d'onde, l'atmosphère est pratiquement transparente et les observations dans le domaine des ondes hertziennes y sont faciles.

La polarisation de la lumière

Les deux champs magnétique et électrique qui constituent la lumière sont perpendiculaires à la direction de propagation : on dit que la *vibration* est *transversale*. Il en résulte que la lumière peut être *polarisée*. On nomme ainsi la radiation électromagnétique pour laquelle le champ électrique est fixe dans l'espace (par conséquent aussi le champ magnétique qui, lui, est perpendiculaire). Dans la lumière naturelle, le plan de polarisation change de façon aléatoire et permanente : aucun plan de l'espace n'est privilégié. Indiquons que le son correspond à la propagation d'une onde de pression de l'air, mais cette onde n'est pas transversale et le phénomène de la polarisation n'existe pas pour le son.

Si les rayonnements corpusculaires qui proviennent du Soleil ne sont pas directement observables de la Terre, on constate leurs effets secondaires. Il en est de même du rayonnement cosmique, qui est constitué par des particules, en grande majorité des protons, c'est-à-dire des atomes d'hydrogène ionisés qui pénètrent dans notre atmosphère avec des vitesses pouvant atteindre des fractions importantes de la vitesse de la lumière. Ces particules produisent de fortes ionisations en cascade d'où leur nom de « gerbes ».

Instruments utilisés en astronomie

Les instruments d'astronomie de position

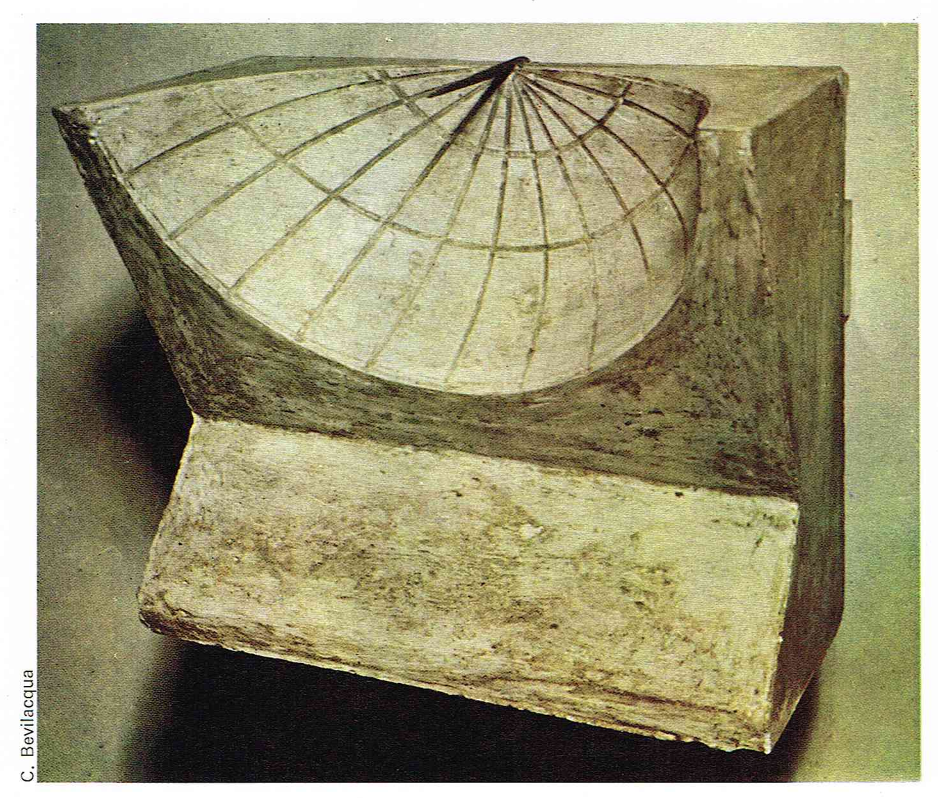
Dans l'Antiquité, les instruments principaux étaient le *gnomon,* qui permettait d'étudier le mouvement du Soleil par la mesure de la longueur de l'ombre portée, et les *alidades,* c'est-à-dire des mires de visée qui étaient souvent couplées en compas. Ces instruments permettaient de mesurer l'angle entre les directions de deux astres qu'on nomme distance angulaire, et aussi la hauteur d'un astre au-dessus de l'horizon. Des modèles perfectionnés sont l'*astrolabe* et la *sphère armillaire*.

En l'absence de toute optique, seules des visées successives des astres étaient possibles. La précision était limitée mais des astronomes de grande classe, comme Tycho Brahé, ont réalisé des observations excellentes. Son instrument était du type astrolabe. C'était un grand quart de cercle de laiton disposé dans le plan du méridien; cet instrument fut la première édition sans optique de la lunette méridienne. Il permettait de déterminer simultanément l'heure de passage et la distance zénithale de l'astre et, par conséquent, l'ascension droite et la déclinaison. La précision était de l'ordre de 1′ d'arc, ce qui correspond sensiblement au pouvoir séparateur de l'œil et aussi à l'imprécision de la réfraction atmosphérique, alors mal connue. Nous verrons l'importance considérable qu'ont eu les mesures de la position de Mars pour la découverte des lois de Kepler et donc de l'attraction universelle. Tycho Brahé, excellent observateur et disposant de moyens puissants, n'était pas un grand théoricien et lui-même n'avait pas adopté le système de Copernic, mais son système, plus complexe, n'était pas faux. La précision des mesures a été dépassée seulement à Greenwich par Flamsteed, mais après que l'optique eut été introduite en astronomie.

L'invention des *lunettes* date de la fin du XVIe siècle. Il semble maintenant établi que c'est le Napolitain J.-B. della Porta qui fit les premières lunettes : un instrument daté de 1590, probablement de sa fabrication, a été décrit par des lunetiers hollandais qui le copièrent (ultérieurement, on leur en attribua l'invention). Vers 1609, Galilée apprit l'existence de ces lunettes et en fabriqua un exemplaire de ses propres mains. Le génie de Galilée fut d'en faire un instrument scientifique et de le pointer sur les astres. Il découvrit en 1610 les cratères de la Lune, les phases de Vénus, le disque de Jupiter et ses quatre plus gros satellites. Il vit que Saturne était accompagné de quelque chose, qu'il prit pour des satellites et qu'il ne découvrit plus quelques années plus tard. L'anneau qu'il avait entrevu était alors vu par la tranche et disparaissait à l'observation.

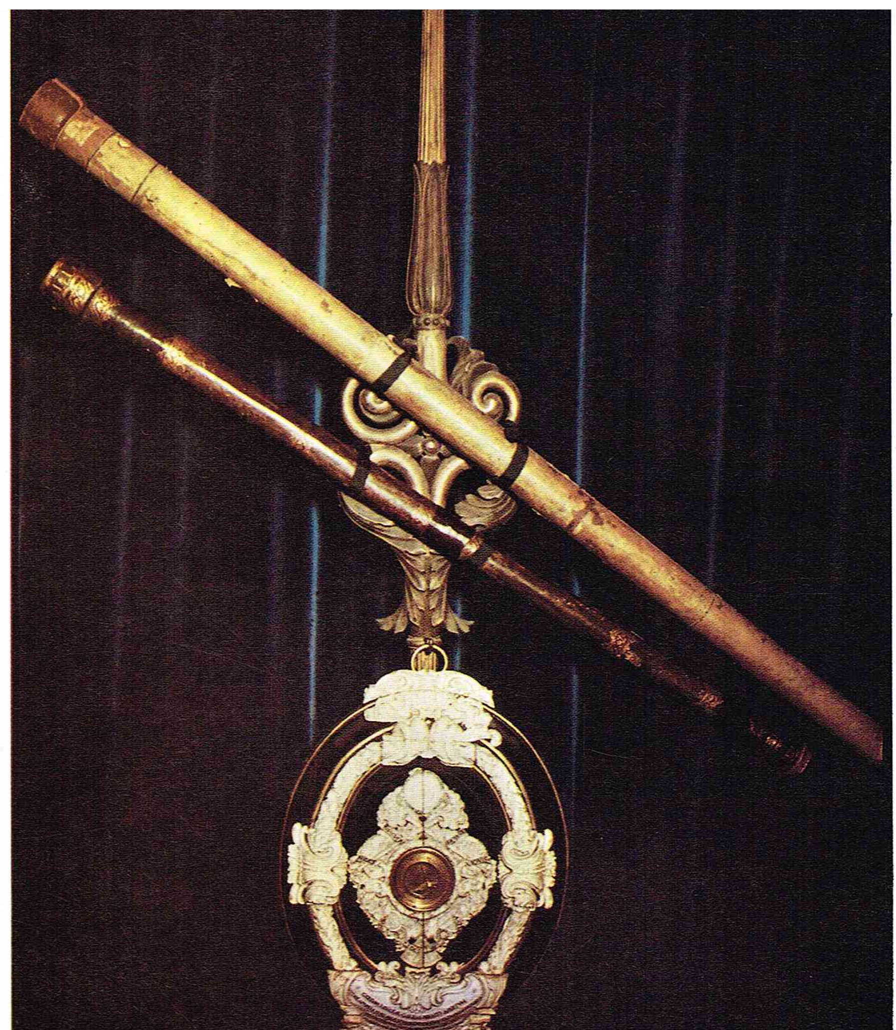
Ces difficultés montrent que ces lunettes, qui grossissaient entre 3 et 30 fois, étaient de qualité médiocre. Cela était dû à diverses causes : les objectifs étaient formés d'un seul verre biconvexe et donnaient des images fortement irisées à cause de l'aberration chromatique. La lunette de Galilée avait un oculaire divergent. Cette disposition avait l'avantage de montrer l'image à l'endroit, ce qui était important pour les utilisations militaires mais très secondaire pour l'astronomie. Ce type de lunette, qui n'est plus guère utilisé que comme jumelle de théâtre, nécessite qu'on applique l'œil le plus près possible du verre de l'oculaire. Elle n'a pas de champ. L'oculaire a été, par la suite, remplacé par un verre convergent, ce qui a permis d'augmenter le champ et de disposer un réticule dans le plan focal de l'objectif : les mesures de direction peuvent ainsi être de haute précision. Les astronomes n'utilisent plus que des oculaires convergents qui renversent les images; les bonnes lunettes terrestres comportent des systèmes redresseurs à lentilles ou prismes.

▼ Cette horloge solaire comporte un gnomon (ou tige) dont l'ombre se projette à l'intérieur d'un quart de sphère gradué, permettant de déterminer l'heure par son ombre (Milan, musée des Sciences et des Techniques).


C. Bevilacqua



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

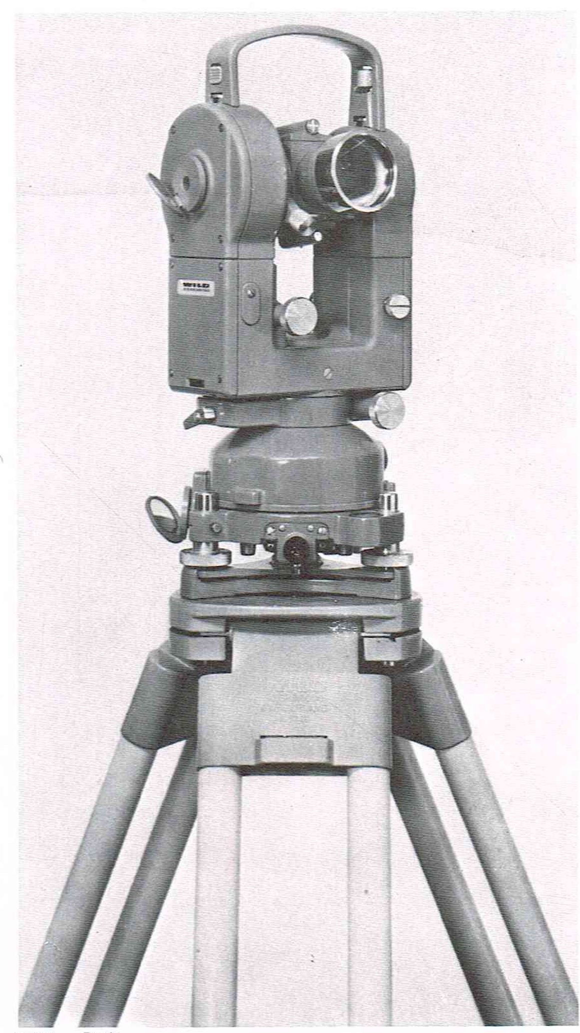
▲ *En haut, à gauche, un astrolabe arabe de la première moitié du XIVe siècle. A droite, les lunettes astronomiques de Galilée (Florence, musée de Physique et d'Histoire naturelle).*

Les premières lentilles présentaient un certain nombre de défauts, dont le plus important était le chromatisme; les images étaient irisées. On pensait qu'il n'était pas possible de corriger ce défaut, et il était difficile de fabriquer de grands objectifs, de sorte qu'on s'intéressa de plus en plus aux télescopes dont le principe est identique à celui des lunettes : l'objectif est remplacé par un miroir.

Les théodolites, les lunettes méridiennes et les astrolabes

Le *théodolite* est un instrument d'astronomie de position qui permet de déterminer directement les azimuts et les distances zénithales. Cet instrument comporte une petite lunette astronomique dont l'axe est défini par le centre de l'objectif et par un petit réticule situé dans le plan focal. Un axe perpendiculaire à l'axe optique peut tourner autour de deux tourillons solidaires d'une fourche. Le premier axe est horizontal. La fourche tourne autour d'un axe vertical. A chaque axe sont fixés des cercles gradués de précision, sur lesquels on lit directement les hauteurs et les azimuts. Des niveaux de précision permettent de rendre les deux axes horizontaux et verticaux. De nombreuses précautions sont nécessaires à la fabrication et à la mise en station de cet appareil. Un bon théodolite donne normalement une précision de l'ordre de quelques secondes d'arc. L'observation d'une étoile ou du Soleil permet la mise en station en azimut. Naturellement, les distances zénithales doivent être corrigées de la réfraction. Le théodolite permet d'obtenir facilement la valeur exacte de la latitude.

La *lunette méridienne* est un théodolite ne comportant pas de rotation autour de l'axe vertical. Ses tourillons sont supportés par deux piliers en maçonnerie ou en métal, très solides; par réglage, les tourillons sont exactement dirigés est-ouest. Cet instrument permet de déterminer l'heure du passage de l'étoile et sa déclinaison. La précision qu'il permet d'obtenir est considérable, de l'ordre de 0",1 ou mieux. Mais la mesure doit être corrigée de nombreux effets : erreur de graduation du cercle, erreur d'orientation est-ouest, erreur de perpendicularité des axes, etc. Le moment du passage est repéré par des micromètres impersonnels et quelquefois photo-électriques. Le passage est enregistré directement sur la pendule.



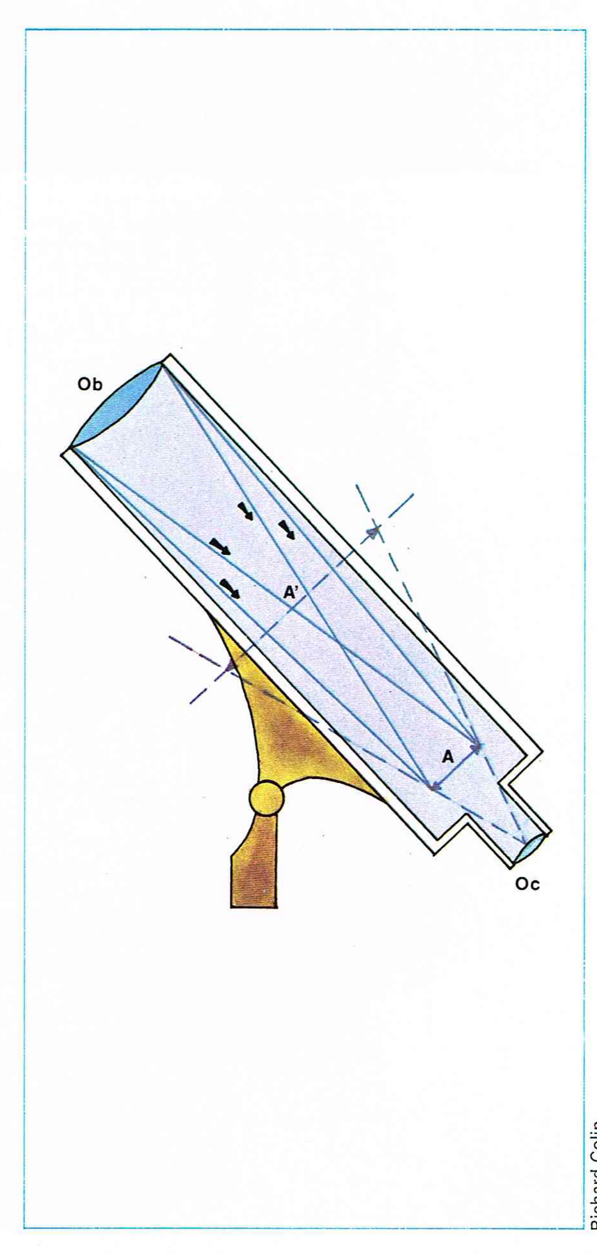
Wild - Paris

◀ *Un théodolite moderne avec collimation automatique du cercle vertical et lecture numérique des 2 angles.*

▶ *Télescope ou réflecteur de Newton (Londres, British Museum of Sciences).*



C. Bevilacqua



▶ *Schéma d'une lunette astronomique : l'objectif* Ob *donne, d'un objet situé à l'infini, une image réelle renversée* A, *dont l'oculaire* Oc *donne une image virtuelle, agrandie, en* A'.

Richard Colin

L'observation du Soleil donne sa déclinaison et, sauf aux équinoxes, cette valeur permet de calculer l'ascension droite du Soleil. Comme nous l'avons vu, le temps sidéral est égal à cette ascension droite. L'observation du Soleil permet donc de connaître comment marche l'horloge sidérale de l'observatoire et de corriger sa lecture. La nuit, le même instrument permet d'observer les étoiles et d'établir des catalogues stellaires de précision.

Lorsque le problème principal est la détermination de l'heure et de la latitude en vue d'étudier la rotation de la Terre et la position du pôle céleste, deux instruments plus précis, mais d'usage plus limité, sont employés : la *lunette zénithale,* qui permet l'observation du passage de certaines étoiles par le zénith, et l'*astrolabe à prisme.* Cet instrument, dont le type le plus perfectionné est dû à A. Danjon, permet d'observer avec précision le moment où une étoile est située à 30° du zénith.

Les télescopes et les lunettes modernes

On a assisté au cours des temps à des choix divers : tantôt ce fut le télescope et tantôt la lunette, ou réfracteur, qui l'emportèrent. Newton lui-même croyait qu'il n'était pas possible de construire des lentilles achromatiques; il décida donc, comme certains de ses contemporains, notamment Gregory en Angleterre et Cassegrain en France, de construire des télescopes. En fait, le principe était connu depuis 1637 (Mersenne). Newton en réalisa un de sa main en 1672, qui n'avait que 37 mm de diamètre utile et permettait de grossir 38 fois. On voit qu'il s'agissait d'un instrument bien modeste. La découverte par Dollond, en 1752, de la possibilité d'utiliser des lentilles achromatiques redonna la première place aux lunettes.

Au cours du XIXe siècle, les deux types d'instruments furent construits et utilisés simultanément. De la lunette de Dorpat, de 24 cm de diamètre, construite par Fraunhofer, on passa en 1897 à celle de Yerkes, de 102 cm de diamètre. Mais celle-ci était la dernière car on ne pouvait pas couler des disques de verre de qualité plus grands et, d'autre part, l'achromatisme résiduel ainsi que l'absence de champ ne permettaient pas d'adapter ces instruments à la photographie.

Les premiers télescopes du XVIIIe siècle avaient des diamètres de 15 cm (celui de Hadley en 1720); mais en 1789 le télescope de W. Herschel mesurait 122 cm. A cette époque, les difficultés venaient de la nature du bronze du miroir, très dilatable et mauvais réflecteur, ainsi que des flexions du miroir sous son propre poids. Un grand progrès a été accompli par Léon Foucault qui présenta en 1857 une note à l'Académie des sciences sur la construction de miroirs en verre argenté. Il indiqua, presque en même temps, la méthode d'examen de la qualité des miroirs, test remarquable par sa simplicité et qui est toujours utilisé. Steinheil, qui ne publia pas ses travaux, avait fait des essais analogues. Le grand miroir de 80 cm de diamètre installé en 1858 à l'Observatoire de Marseille fut, par sa conception (miroir en verre, support pneumatique du miroir, monture à fourche), le premier instrument moderne. Il avait un champ très faible, ce qui n'était pas gênant à cette époque où l'observation était visuelle. Ce miroir, qui devait en principe être parabolique, présentait un résidu d'aberration sphérique que Foucault avait corrigé par l'oculaire.

Au début du XXe siècle, avec les besoins de l'astrophysique, de nombreux télescopes de 150, puis de 250 cm de diamètre, furent construits. Ces instruments présentaient toujours un champ très faible; il en fut encore ainsi du grand télescope Hale de 508 cm de diamètre du mont Palomar mis en service en 1948. La nécessité d'agrandir le champ des télescopes apparut de plus en plus et la grande découverte de B. Schmidt en 1929 donna une solution excellente à ce problème. Le miroir est sphérique et le tube fermé par une lame asphérique située au centre de courbure du miroir; elle corrige l'aberration du miroir. Le champ de bonne définition de ces instruments est excellent et les photographies obtenues avec le télescope de Schmidt du mont Palomar (diamètre de la lame : 120 cm) représentent un progrès extraordinaire sur les vieilles photographies de la carte du ciel.

Au début de ce siècle, K. Schwarzschild avait indiqué la possibilité de construire des télescopes Cassegrain à grand champ, en déformant le miroir principal de

manière à dépasser le stade parabolique et en le combinant à un miroir hyperbolique plus déformé. En 1922, H. Chrétien reprit cette idée et fit réaliser le premier télescope de ce type par Ritchey (d'où le nom de *Ritchey-Chrétien* donné à cet instrument). Il constitue une excellente solution au problème de l'agrandissement du champ. Ce type a été adopté pour les deux télescopes de 4 m de Kitt Peak (États-Unis) et Tololo (Chili), pour le télescope européen au Chili (3,60 m) et le télescope anglo-australien (4 m). Malheureusement, cette solution n'a été retenue ni pour le télescope de 3,60 m France-Canada-Hawaii, ni pour le télescope de 6 m de Selentchouk (U.R.S.S.).

Pourquoi cette course au grand diamètre? La réponse est évidente : c'est la recherche du grand pouvoir collecteur. L'énergie reçue est proportionnelle à la surface du miroir. Mais cette façon de voir est un peu simpliste. La théorie des grands instruments montre que la puissance des grands télescopes n'est proportionnelle qu'au diamètre et non à son carré. Elle est, d'autre part, inversement proportionnelle au diamètre de l'image qu'ils donnent. Cette dernière est limitée par la qualité du télescope et de son site.

La théorie vibratoire de la lumière montre que la finesse de l'image obtenue est d'autant plus grande que le diamètre de l'instrument, supposé parfait, est plus grand. Avec un instrument de 13 cm de diamètre, on peut séparer des images d'étoiles distantes de 1″. Avec un diamètre de 26 cm, la limite est de 0″,5, etc. Cela n'est vrai que si l'optique et le site sont parfaits : l'expérience a montré que pour des diamètres dépassant 50 ou 80 cm les images sont rarement meilleures que 1″. Une étude détaillée de ce phénomène montre que c'est la qualité du miroir et surtout l'agitation atmosphérique qui brouillent les images. Des recherches importantes sur la qualité des miroirs, des montures, des coupoles ont été entreprises; la recherche des sites est un problème primordial. Il est certain qu'un télescope de 4 m donnant une image de 1″ n'est pas plus efficace qu'un télescope de 2 m donnant des images de 0″,5 ou un télescope de 6 m avec des images de 1″,5.

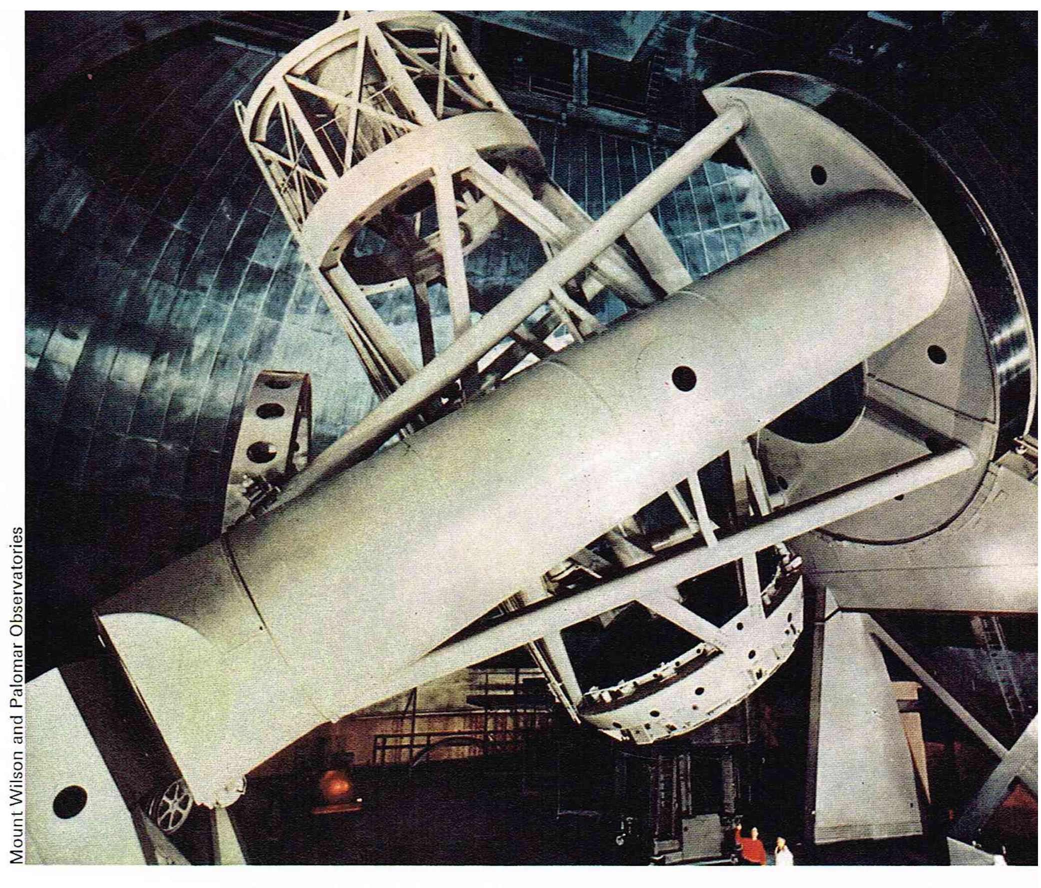
Ces limitations s'appliquent à la découverte et à l'étude des galaxies ou des étoiles les plus faibles mais aussi à l'étude détaillée de la lumière des étoiles brillantes. A égalité de magnitude limite, c'est le télescope donnant les plus fines images qui l'emporte en qualité.

Le miroir d'un télescope parabolique doit être réalisé avec une très grande précision. Lord Rayleigh a montré que lorsque l'onde lumineuse réfléchie par le miroir s'éloigne d'une onde sphérique de plus d'un quart de la longueur d'onde, l'image est entachée de défauts. En fait, le miroir peut être considéré comme parfait lorsque sa surface ne diffère pas d'un paraboloïde de plus d'un dixième de longueur d'onde, soit de 0,05 μm pour les miroirs optiques. Cette tolérance est extrêmement petite : 1/20 000 de millimètre, et ceci pour des miroirs qui atteignent maintenant 4 ou 5 m de diamètre. Les tolérances sont identiques pour les miroirs qui ont des formes plus compliquées, hyperboliques ou encore plus complexes, comme dans le cas du télescope de Ritchey-Chrétien.

Trois problèmes se posent : comment obtenir cette précision, comment la contrôler, comment la conserver?

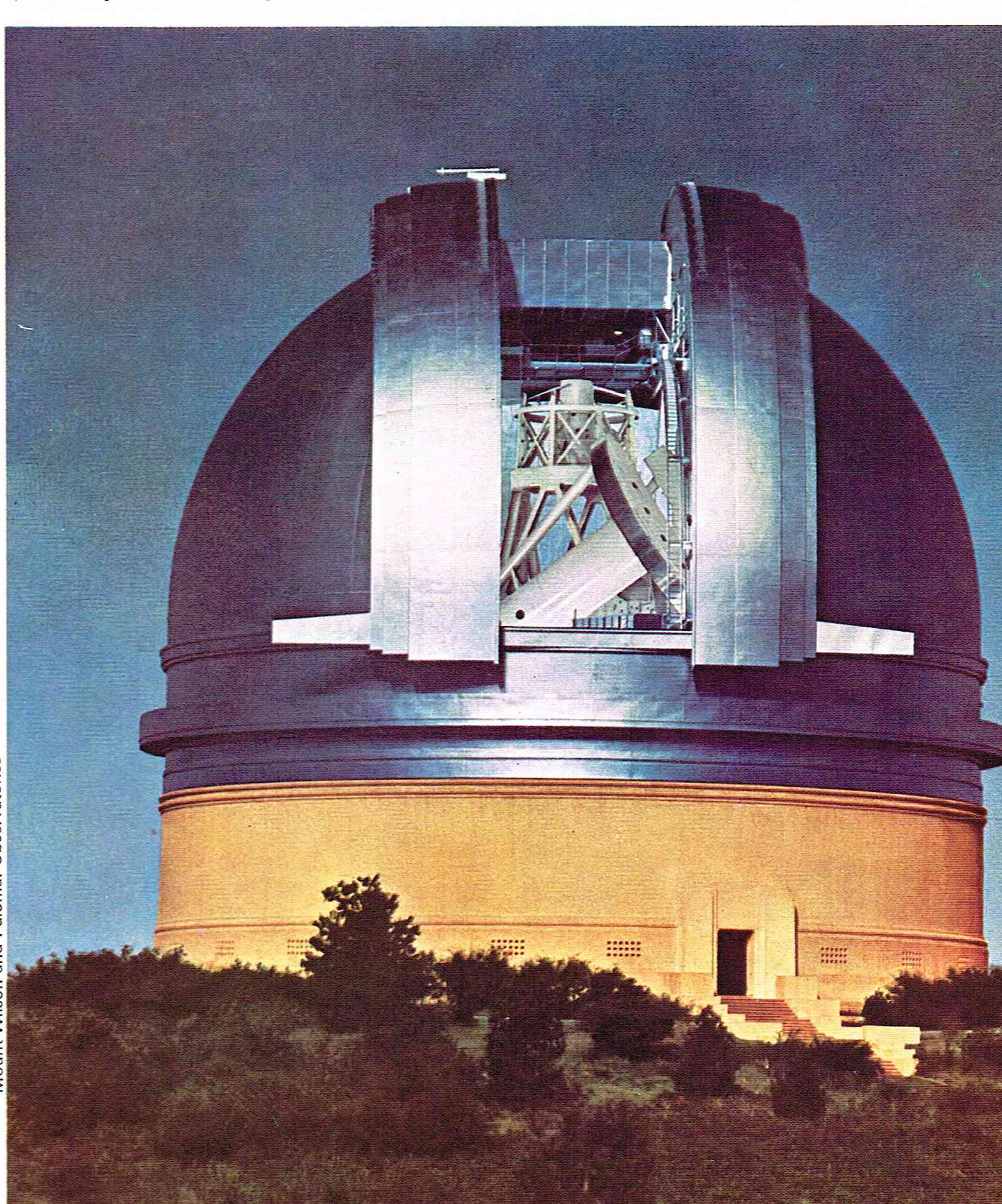
Depuis le milieu du dernier siècle, tous les miroirs de télescope sont taillés en verre. La taille se fait par usure du verre avec une poudre abrasive de corindon ou même de diamant. Par frottement de l'une contre l'autre, deux surfaces entre lesquelles on a disposé l'abrasif mouillé se transforment en surfaces sphériques qui s'appliquent rigoureusement. L'usure est due à l'enlèvement du verre par éclatement; on diminue la taille de ces éclats en choisissant des abrasifs ayant des grains de plus en plus fins. On obtient ainsi une surface de plus en plus douce, mais toujours diffusante et d'aspect blanchâtre. On obtient un poli fin en remplaçant l'abrasif par des oxydes de fer (rouge d'Angleterre) ou de cérium. Dans ces conditions, les petits creux qui subsistent se remplissent de verre; ce procédé, encore incomplètement compris, est certainement chimique.

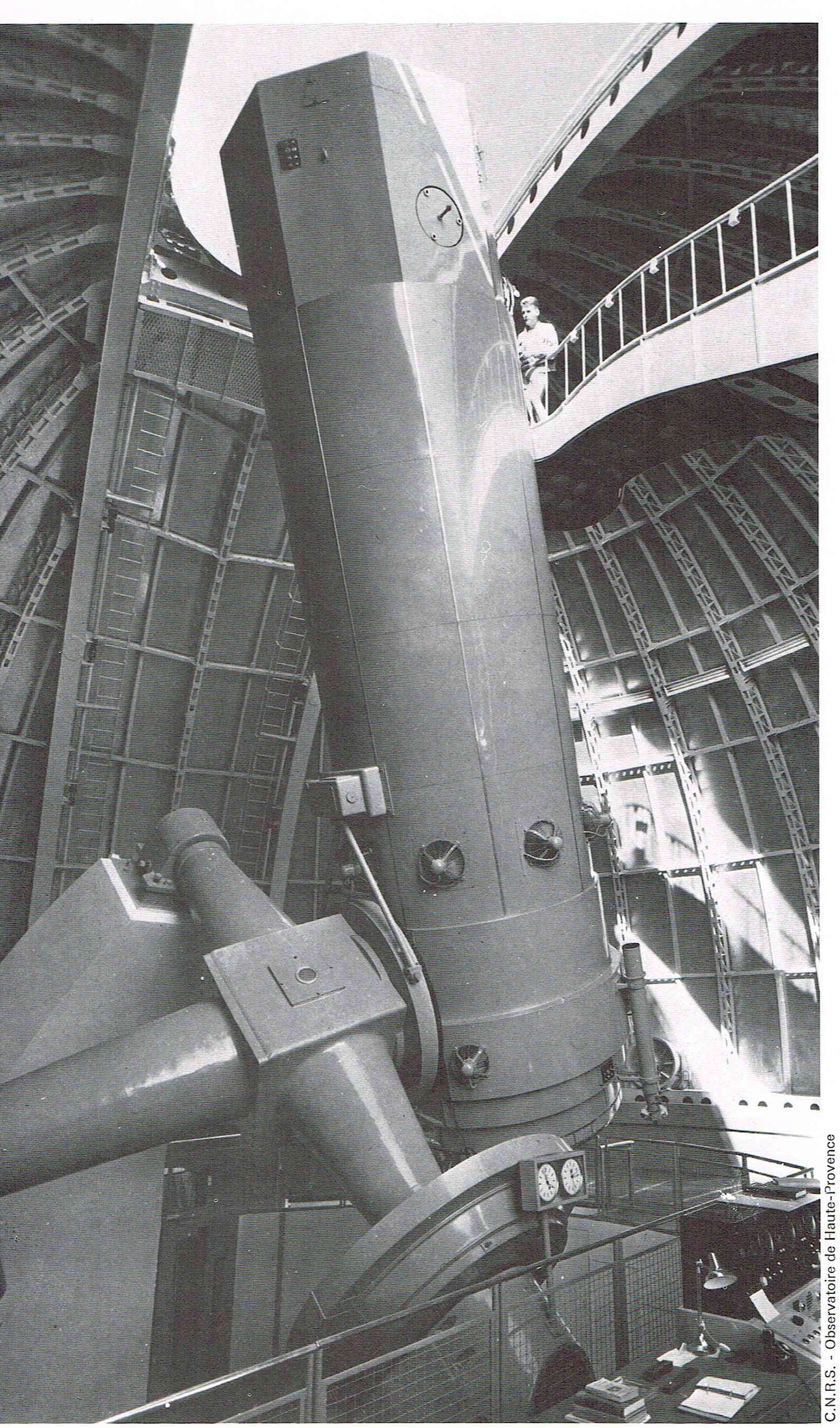
Le contrôle du miroir sphérique obtenu peut être fait par divers procédés dont le plus ancien a été indiqué par L. Foucault vers 1850. Ce test par une lame de couteau est d'une simplicité et d'une élégance extrêmes.


Mount Wilson and Palomar Observatories

▲ ***Le télescope Hale, de l'Observatoire du mont Palomar, aux États-Unis, qui possède un miroir d'un diamètre de 5 m (copyright du California Institute of Technology and Carnegie Institution of Washington).***

▼ ***La coupole du télescope Hale de l'Observatoire du mont Palomar.***


Mount Wilson and Palomar Observatories


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

▲ *Vue d'ensemble du grand télescope de l'Observatoire de Haute-Provence (diamètre : 1,93 m). La monture est une monture de type anglais à contrepoids. Des miroirs auxiliaires permettent les observations aux quatre combinaisons optiques différentes : foyers direct, Newton, Cassegrain et Coudé. Le pointage de l'instrument se fait d'un tableau de bord avec une très grande précision. L'entraînement est contrôlé par un dispositif électronique.*

On place une source ponctuelle au centre du miroir et l'image de retour se forme à côté de l'objet; on coupe cette image ponctuelle par une lame de couteau derrière laquelle on place l'œil. Dans ces conditions, l'observateur voit les défauts du miroir et il peut apprécier des défauts de l'ordre du dixième de longueur d'onde. L'opticien peut se servir de cette observation pour retoucher localement le miroir. Cependant, ce procédé n'est pas très satisfaisant car les retouches locales ne sont jamais très réussies. Un opticien de talent préfère agir sur l'outil qui sert à la taille et le modifier par divers artifices.

De très grands progrès ont été accomplis, sous l'impulsion d'A. Couder, par l'emploi d'outils d'usure flexibles. Il est maintenant possible d'obtenir directement des miroirs éloignés de la sphère (parabolique, Ritchey-Chrétien). Toutefois, dans ce cas, le contrôle devient plus difficile; la méthode de Foucault est encore applicable avec certaines modifications. Une autre méthode, développée par Hartmann, donne des mesures quantitatives.

Le contrôle des miroirs convexes, qui ont quelquefois 2 m de diamètre, est très difficile : il est souvent plus difficile d'obtenir un bon miroir secondaire de 1 à 2 m de diamètre que le miroir principal de 4 m. En outre, lorsque le miroir est obtenu avec cette précision, il faut que sa forme soit conservée dans le télescope. Il y a deux difficultés : les déformations thermiques et les flexions.

Le coefficient de dilatation du verre est relativement élevé, et une variation de température de 1° rend le miroir mauvais. Ce problème a été résolu d'abord par l'utilisation de la silice fondue, dont le coefficient de dilatation est beaucoup plus petit, et maintenant surtout par des verres modernes à coefficient de dilatation nul (fabriqués sous divers noms commerciaux aux États-Unis et en Allemagne). L'utilisation de ces verres constitue un progrès considérable et facilite aussi les tests pendant la taille.

La seconde difficulté est la déformation du miroir par sa flexion. Pour diminuer ces effets, on donne au miroir une grande épaisseur mais, dans ces conditions, un miroir de 360 cm de diamètre et de 50 cm d'épaisseur pèse de 10 à 15 tonnes et fléchit néanmoins. Pour annuler ces flexions, on dispose le miroir dans un barillet. Dès 1850, Foucault avait indiqué et réalisé un miroir reposant sur des coussins à air qui appuient sur le dos du miroir de façon à contrecarrer la pesanteur. Une autre solution est d'appuyer sur le dos du miroir avec des contrepoids dont l'effet est maximal lorsque l'axe optique est vertical et nul lorsque le télescope pointe l'horizon. Mais pour les grands miroirs, il faut aussi compenser les forces latérales en poussant et en tirant sur la tranche du miroir. Des dispositifs analogues sont nécessaires pour les miroirs secondaires. On conçoit que les télescopes ainsi réalisés soient des instruments lourds et complexes, pesant des centaines de tonnes, alors que la seule surface utile est la couche de quelques grammes d'aluminium, qui est disposée sur le miroir mais dont il faut conserver la forme.

Les miroirs récemment réalisés aux États-Unis, en France et en Grande-Bretagne ont une précision inespérée. On pense que, grâce aux excellents sites, aux États-Unis, au Chili et à Hawaii, on obtiendra des images d'une grande finesse qui permettront de dépasser largement les résultats, déjà extraordinaires, obtenus avec le télescope de 5 m du mont Palomar.

Naturellement, on a appliqué à ces télescopes toutes les perfections mécaniques et électroniques possibles. Les flexions sont compensées et le pointage, le guidage ainsi que l'exploitation des résultats sont réalisés avec des ordinateurs.

Quelles sont les limites de ces grands télescopes? En photographie, en photométrie, le télescope du mont Palomar permet de photographier des étoiles de magnitude 23 à 24, c'est-à-dire 10 millions de fois moins brillantes que les étoiles les plus faibles visibles à l'œil nu. Le télescope de Schmidt de 120 cm de lame du mont Palomar permet d'atteindre la magnitude 22. Dans le premier cas le champ n'est que de quelques minutes d'arc, alors qu'il est de plusieurs degrés pour le second. Mais le télescope de Schmidt classique n'est pas adapté à d'autres recherches que la photographie, essentiellement avec filtre ou prisme.

Ces lunettes et télescopes peuvent servir directement à l'inspection visuelle des images d'objets ayant une surface sensible : planètes, nébuleuses, amas stellaires. Comme il n'y a de science que par la mesure, ces appareils sont équipés de nombreux instruments auxiliaires. On a employé des *micromètres à fils,* permettant de mesurer la distance angulaire et la position dans le ciel des étoiles doubles, des *photomètres visuels,* permettant de mesurer l'éclat des étoiles, etc. Dans les observatoires modernes, presque toutes ces mesures sont faites à l'aide de plaques photographiques, de cellules et de récepteurs divers.

La plaque photographique

Malgré un certain nombre d'imperfections, la plaque photographique est restée un accessoire indispensable à l'astronomie. Elle sert non seulement à enregistrer les images stellaires mais aussi les spectres et les figures d'interférence. Au cours des cent dernières années, le domaine de réponse spectrale et la sensibilité ont été fortement étendus. Mais les défauts initiaux subsistent : la granularité de l'émulsion et la faible précision des mesures de photométrie, qui atteint très difficilement 2 %. La déformation au cours du développement de la gélatine introduit une imprécision des mesures de position. La grande sensibilité de la plaque photographique provient du fait qu'il est possible d'exposer la plaque pendant longtemps. Alors que l'œil n'enregistre les photons que pendant 1/25 de seconde, la mémoire effaçant automatiquement l'image pour en recevoir une nouvelle (ce qui nous permet de regarder les écrans de cinématographie et de télévision), la plaque peut enregistrer la lumière pendant des temps très longs (en astrophysique, des poses photographiques de plusieurs heures sont courantes). Malheureusement, seuls les premiers photons sont efficaces de sorte que la plaque présente un défaut de sensibilité pour les longues poses. Il est possible de diminuer cet effet défavorable par des procédés divers, notamment par le chauffage des plaques. Quoi qu'il en soit, il faut environ 1 000 photons pour obtenir un grain photographique développé; ce rendement est très médiocre.

Aussi a-t-on essayé par divers procédés de l'améliorer. La technique qui donne le plus de résultats est celle qui a été introduite par A. Lallemand : la caméra électronique. L'image stellaire est reçue sur une cathode disposée dans le vide. Cette cathode a la propriété d'émettre des électrons lorsqu'elle est touchée par des photons. Une optique électronique redonne une image de la cathode sur une plaque photographique. Mais les électrons sont accélérés et le rendement total du système est beaucoup plus grand que pour la plaque. Les propriétés photométriques ainsi que la granulation sont bien supérieures. Un gain total de 20 à 50 est normal dans le bleu ; il est supérieur dans le rouge. L'appareil est compliqué du fait qu'il faut disposer, dans un tube à vide poussé, à la fois une photocathode très sensible à toutes les impuretés et une plaque photographique qui est une source d'impuretés. On a résolu le problème en refroidissant la plaque à la température de l'air liquide; on refroidit aussi la cathode pour éviter les émissions d'électrons secondaires. Cette technique a été modifiée de diverses manières pour éviter la reconstruction de la caméra électronique à chaque changement de plaque. Ainsi, dans certaines réalisations, la plaque est remplacée par un écran fluorescent que l'on photographie, ou sur lequel on applique une plaque par l'intermédiaire de fibres de verre. On gagne en sensibilité sur la plaque ordinaire mais on perd tous les avantages de l'électronographie.

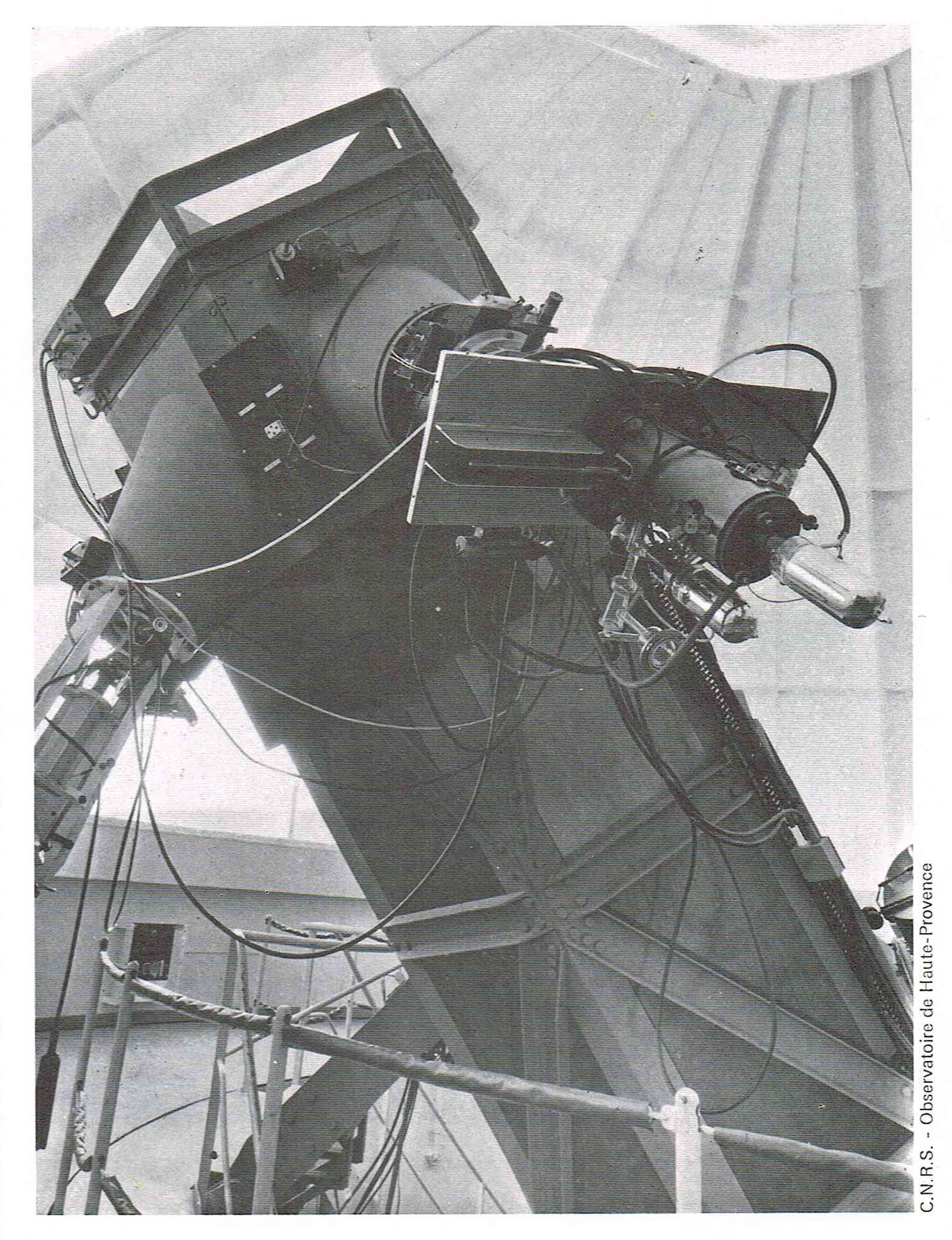
On effectue les mesures sur des plaques photographiques ou électroniques pour déterminer les coordonnées des étoiles et leur éclat. Les calculs sont maintenant exécutés par des ordinateurs qui peuvent être connectés directement sur les instruments de mesure. On obtient ainsi les coordonnées célestes (α, δ) et les magnitudes des astres. Des mesures de ce type sont exécutées depuis 1880 pour dresser un atlas du ciel (Carte du ciel).

Le photomètre

La photométrie de précision s'effectue maintenant à l'aide de cellules photo-électriques : la lumière de l'astre à mesurer, isolée par un petit diaphragme, est projetée par une petite lentille à l'intérieur de la cellule. Un filtre coloré adapte la sensibilité spectrale de l'ensemble. Le courant électrique ainsi créé, très faible, doit être amplifié : en général, une première amplification est faite à l'intérieur de la cellule elle-même (cellules à multiplicateurs d'électrons). Ce courant est enregistré par un micro-ampèremètre ou mieux reçue directement dans l'ordinateur. La précision atteinte est bien meilleure que 1 %; elle est limitée par l'agitation et les fluctuations de la transparence de l'atmosphère terrestre. L'absorption de cette atmosphère est d'ailleurs délicate à déterminer : sa mesure doit être faite chaque nuit, et seules les nuits très transparentes sont utilisables. Pour atteindre des étoiles faibles, il faut enregistrer les photons reçus pendant des temps très longs, qui peuvent atteindre deux à trois heures pour les étoiles les plus faibles, même avec un très grand télescope.

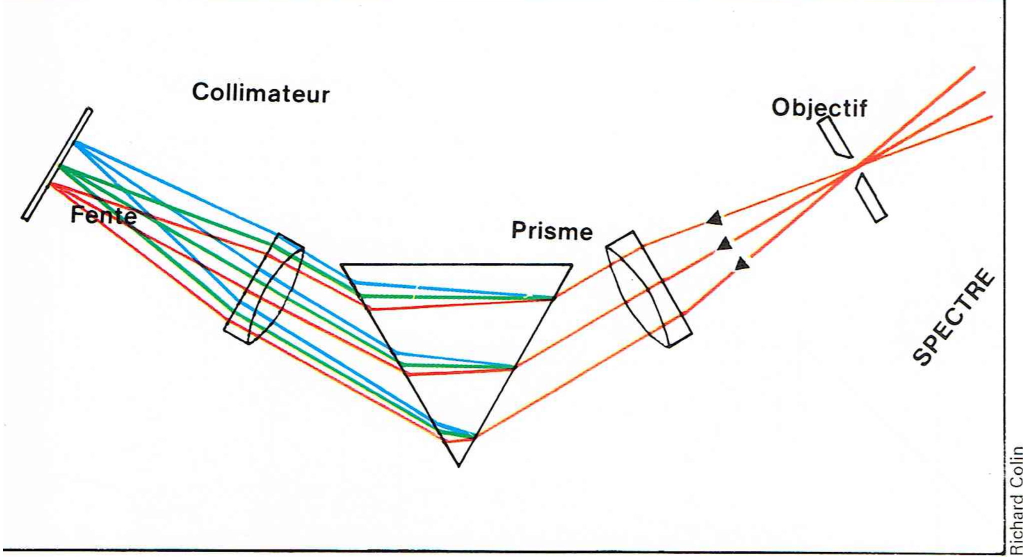
Les spectrographes

Comme nous l'avons déjà indiqué, la lumière est constituée par des radiations de fréquences diverses, que nous classons de l'ultraviolet au rouge en passant par toutes les couleurs de l'arc-en-ciel : violet, indigo, bleu, vert, jaune, orange et rouge, les longueurs d'onde variant de 0,4 µm à 0,8 µm. La décomposition est faite par le spectrographe. Cet instrument est constitué par une fente fine sur laquelle on projette l'image donnée par le télescope de l'astre à étudier. La lumière qui diverge à partir de la fente est rendue parallèle par un objectif nommé collimateur; elle tombe ensuite sur un prisme qu'elle traverse. A la sortie, les faisceaux, de longueurs d'onde diverses, sont dispersés, les radiations violettes étant beaucoup plus déviées que les radiations rouges.



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

▲ ***Convertisseur d'image d'A. Lallemand monté sur le télescope de 120 cm de l'Observatoire de Haute-Provence.***



▼ *Ci-dessous schéma du spectrographe coudé du télescope de 193 cm de l'Observatoire de Haute-Provence (C.N.R.S.).*

Ci-dessous, au centre, le spectrographe au foyer coudé du télescope de 193 cm. C'est un instrument de grande dimension, pesant environ 2 tonnes. Il comprend deux réseaux de 15 sur 20 cm comportant 240 000 traits pour le plus dispersif, et cinq chambres photographiques. Il existe 14 combinaisons possibles entre les réseaux et les chambres; le passage de l'une à l'autre demande quelques secondes.

Un objectif reprend la lumière qui sort du prisme, et dans son plan focal se forme ce qu'on nomme le spectre optique de la source. Si la source ne comprend qu'une radiation, on observe uniquement une raie ayant la couleur de la source. Cette raie est une image de la fente. Le spectre doit être considéré comme la juxtaposition côte à côte de toutes les images monochromatiques de la fente, classées par ordre croissant de longueurs d'onde. Il est possible d'éclairer une partie de la fente par une source terrestre, ce qui permet de comparer le spectre stellaire avec un spectre de laboratoire. Le spectre de comparaison que l'on utilise est l'arc au fer ou des tubes de décharges divers (néon, argon, etc.). Les longueurs d'onde de ces raies ont été déterminées avec précision par les physiciens. La mesure du spectre obtenu fournit ainsi les longueurs d'onde des raies stellaires.

On constate que les spectres des astres sont de deux types bien différents. La très grande majorité des étoiles montre un spectre continu sillonné de raies obscures, nommées raies d'absorption; le spectre du Soleil est de ce type. Les nébuleuses présentent, en général, des raies brillantes assez analogues au spectre des tubes luminescents contenant de l'hydrogène, du néon, etc.

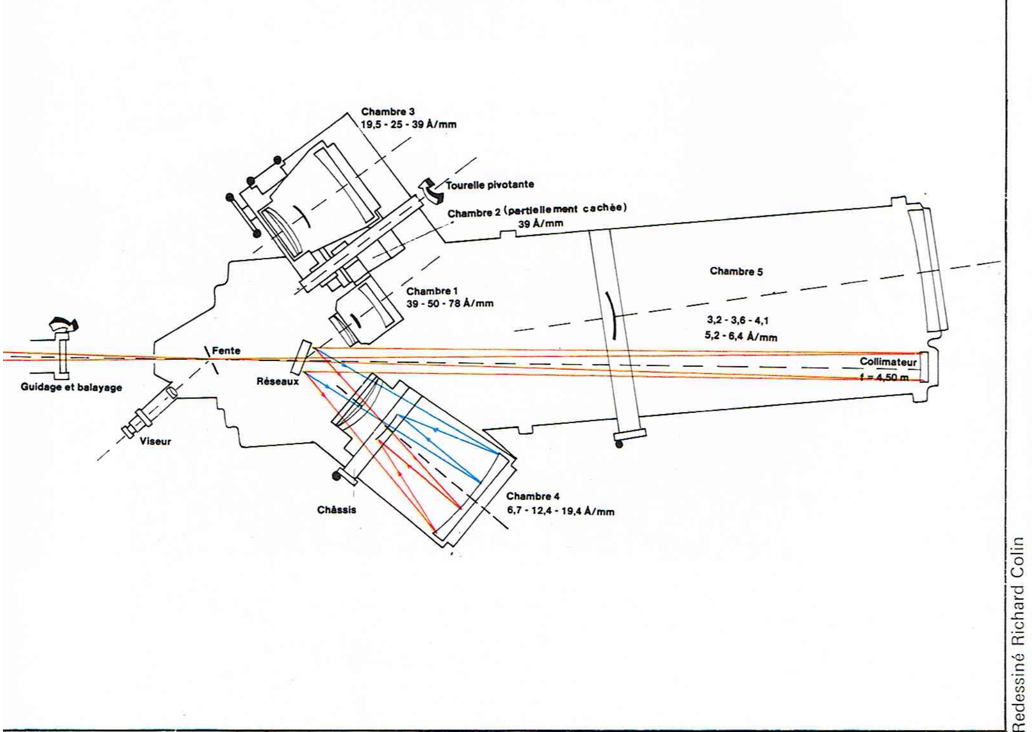
La spectrographie astronomique a fait de très grands progrès depuis que l'on dispose de réseaux de diffraction. Ces réseaux, dont les premiers ont été tracés au début de ce siècle par Rowland aux États-Unis, sont maintenant fabriqués commercialement. Un réseau est constitué par un disque de silice sur lequel on a déposé une couche d'aluminium. Celle-ci est rayée par un diamant qui y trace des sillons équidistants, au nombre de plusieurs centaines par millimètre. Pour les réseaux modernes, ces sillons ont un profil déterminé. Des réseaux ayant une partie rayée mesurant 200 à 300 mm sont maintenant communs. Ils peuvent comporter plus de 300 000 traits parallèles. Une étude montre que ces réseaux permettent de construire des spectrographes donnant des spectres beaucoup plus lumineux que ceux obtenus avec des prismes. Elle montre aussi que la luminosité augmente avec la dimension des réseaux. Ces instruments, très grands et très lourds, ne peuvent être installés qu'à poste fixe dans un laboratoire situé au sud du pilier du télescope. C'est un système de miroirs qui amène la lumière depuis le miroir principal (foyer Coudé). Ces grands instruments sont utilisés surtout pour l'étude détaillée des spectres d'étoiles relativement brillantes. Ils montrent quelquefois des dizaines de milliers de raies d'absorption qu'il est possible de mesurer avec précision.

On essaye de plus en plus, et quelquefois avec des succès considérables, de remplacer l'enregistrement photographique par un enregistrement photo-électrique. On utilise de nombreux instruments qui sont soit des spectrophotomètres, soit des interféromètres dont certains sont basés sur l'analyse mathématique de Fourier et qui ont permis d'obtenir des spectres infrarouges d'une qualité inespérée.

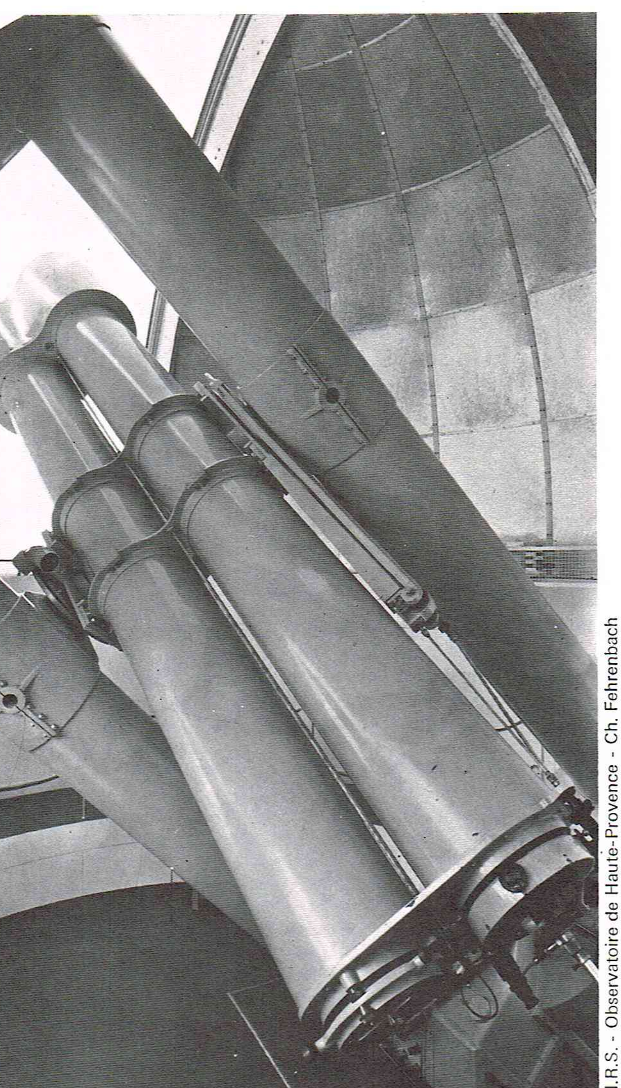
Pour les étoiles faibles et surtout les nébuleuses gazeuses et extragalactiques, on ne peut obtenir de grandes dispersions car ces astres ne nous envoient pas assez de lumière. On construit pour les étudier de petits spectrographes donnant des spectres qui ne mesurent que quelques millimètres de long et que l'on enregistre à l'aide de la caméra électronique ou de tubes-images.

Le prisme objectif

Le spectrographe à fente est un instrument très précis mais la quantité de lumière transmise au récepteur est très petite à cause, notamment, de la finesse inévitable de la fente. Depuis le début de ce siècle, on utilise un autre instrument : le prisme objectif, constitué par un prisme disposé devant un objectif photographique ou devant la lame d'un télescope de Schmidt. Dans ces







conditions, chaque image stellaire est remplacée par un spectre. Cet instrument, très lumineux, permet d'obtenir en même temps les spectres de milliers d'étoiles. Les spectres, moins nets, ne peuvent pas être étalonnés en longueurs d'onde. Cet instrument, sous une forme spéciale, composé de deux prismes et à vision directe, permet néanmoins de reconnaître les étoiles à grandes vitesses radiales et même de mesurer ces vitesses (prisme objectif à champ normal de Fehrenbach).

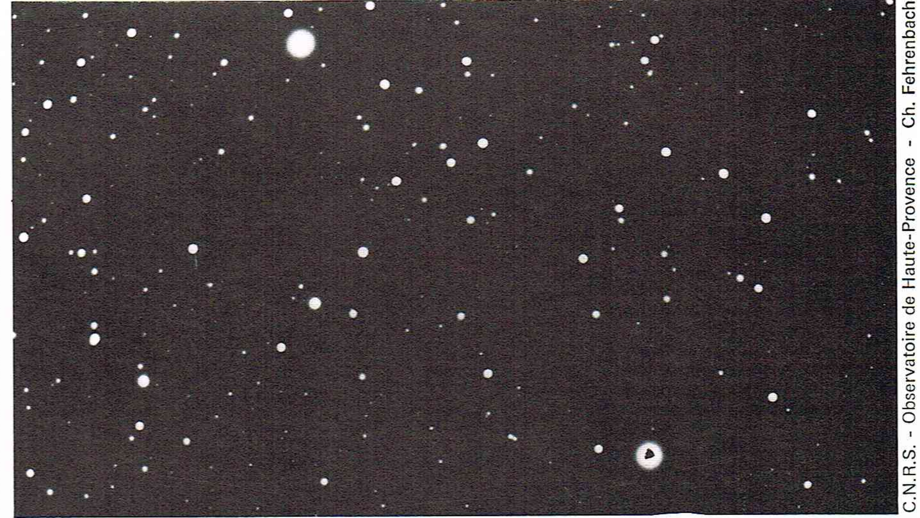
Revenons à la description des spectres. Si l'on projette sur la fente du spectrographe l'image d'une source chauffée comme un filament de lampe ou l'intérieur d'un four, on constate la présence de toutes les radiations et l'on a affaire à un spectre continu. Son étude est maintenant bien faite, et la répartition de l'intensité de la lumière dans le spectre permet de déterminer la température de la source. Une source froide a son maximum d'émission dans le rouge; elle est située pour T = 3 000 °K vers 1,1 μm, et pour T = 6 000 °K à 0,55 μm.

Le spectre de la lumière émise par une flamme ou un gaz incandescent est tout à fait différent. Ainsi, dans le domaine visible, la flamme du gaz dans laquelle on a mis un peu de sodium, sous forme de sel de cuisine, devient jaune. Le spectrographe montre que la flamme émet deux raies dont les longueurs d'onde, très voisines,

◀ ***Grand prisme objectif à champ normal de 40 cm de diamètre. L'un des tubes est une lunette de guidage de 26 cm de diamètre, l'autre comprend un objectif photographique devant lequel est disposé un prisme composé en Flint et Crown Baryum pour la mesure des vitesses radiales des étoiles.***

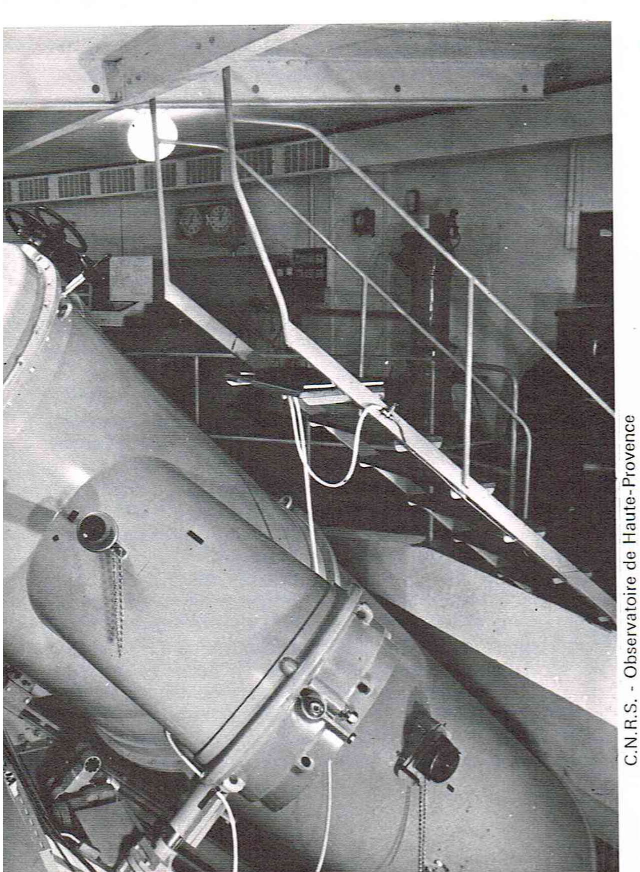
◀ ***Page ci-contre, en haut, représentation schématique d'un*** **spectrographe à prisme.**

C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence - Ch. Fehrenbach



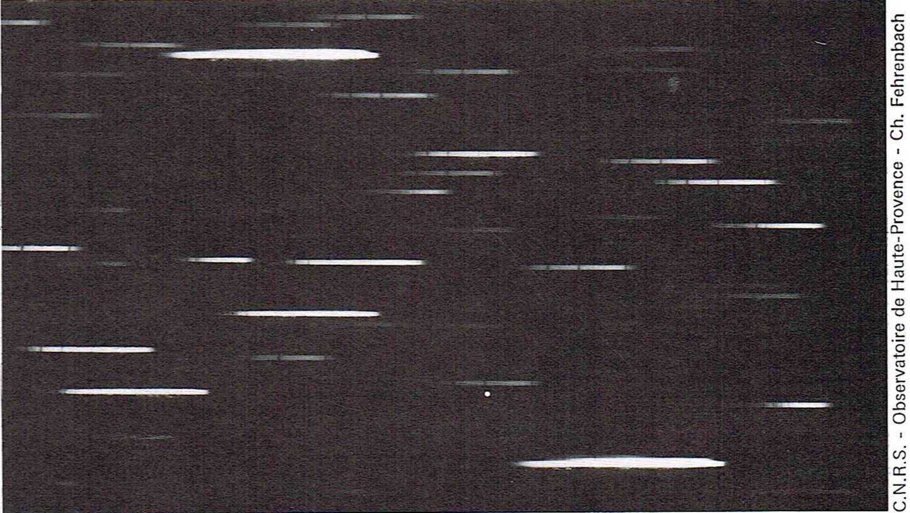
C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence - Ch. Fehrenbach

▲ ***Ci-dessus, photographie directe d'un champ stellaire dans la constellation d'Orion. Les deux étoiles sont ζ et ε Ori.***

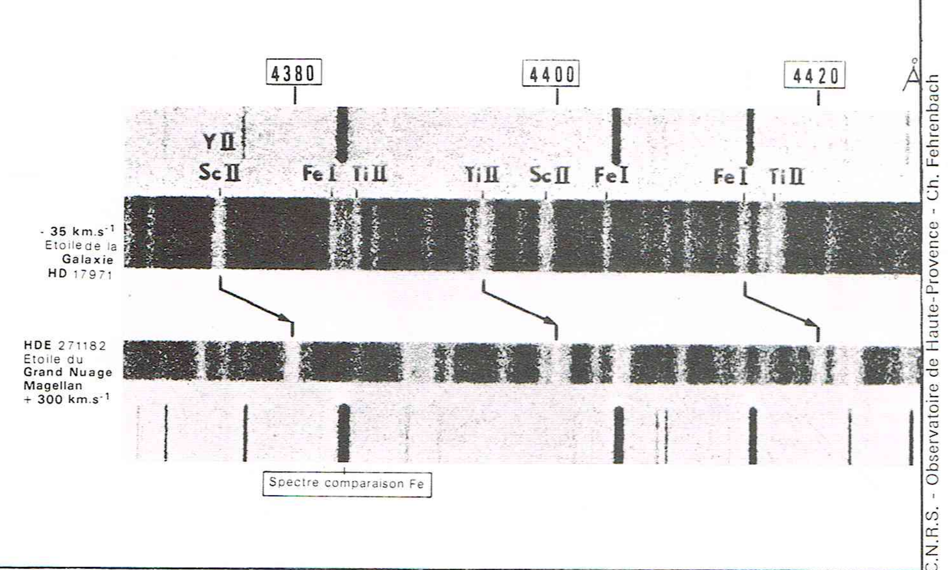


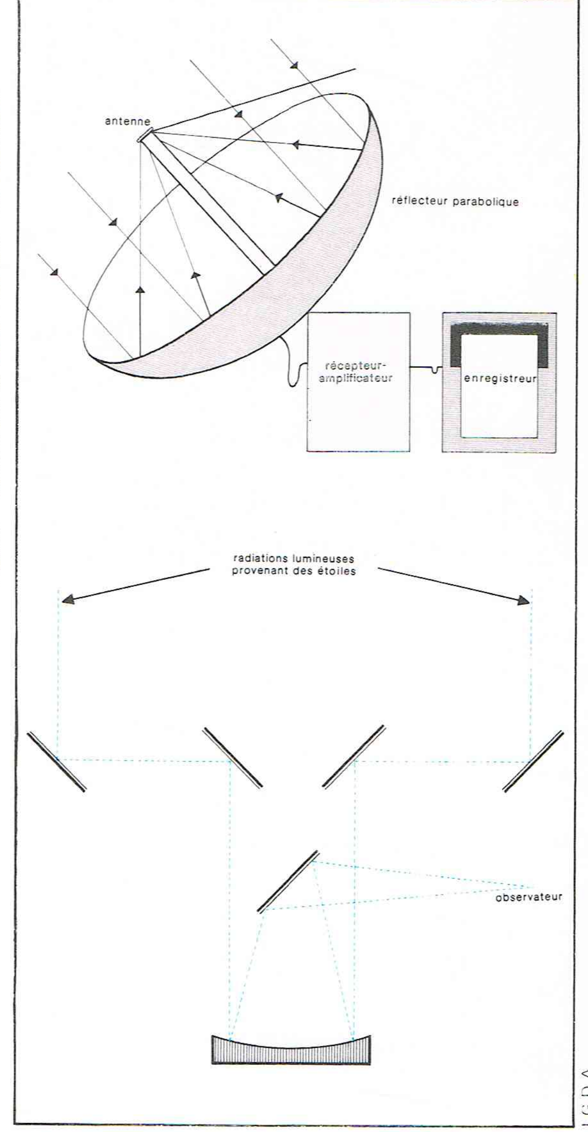
C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

▼ ***Photographie de ce même champ, mais prise à l'aide du petit prisme objectif. L'image des étoiles brillantes est remplacée par un spectre (le violet à gauche, le bleu à droite). Les raies noires montrent la présence de certains corps, notamment de l'hydrogène.***



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence - Ch. Fehrenbach





▲ Montage de deux spectres : une étoile de la Galaxie, en haut, et une étoile du Grand Nuage de Magellan, en bas. Sur le premier spectre, les raies du fer de l'étoile sont légèrement déplacées vers les petites longueurs d'onde (vers la gauche du cliché), sur le second spectre, elles sont nettement déplacées vers les grandes longueurs d'onde (vers la droite du cliché). Ce déplacement est dû à la vitesse radiale.

▶ En haut, représentation schématique d'un radiotélescope ; le rayonnement hertzien, capté et concentré sur l'antenne par le réflecteur parabolique, arrive à l'enregistreur. Au-dessous, principe de fonctionnement d'un interféromètre stellaire ; les radiations lumineuses émises par une étoile sont captées et focalisées par une série de miroirs, le résultat étant identique à celui qu'on obtiendrait si les deux miroirs qui recueillent les radiations étaient les éléments d'un unique grand réflecteur parabolique.

sont très bien connues. Il s'agit là d'un cas simple. L'arc au fer présente des centaines, voire des milliers de raies, mais toutes à des places bien définies dans le spectre et toutes caractérisées par leur longueur d'onde. Chaque atome est caractérisé par un spectre bien défini, que le chimiste utilise pour identifier les éléments.

Depuis les mémorables expériences de Kirchhoff et Bunsen, on sait produire des spectres à raies d'absorption ; il suffit que les rayons provenant de la source à spectre continu traversent une flamme de sodium, ou un tube fluorescent, pour voir apparaître des raies d'absorption exactement aux mêmes endroits où se formaient les raies d'émission des atomes de sodium de la flamme. Le spectre du Soleil est de ce type ; nous verrons qu'il faut supposer qu'il existe, autour du Soleil, une sorte d'atmosphère gazeuse qui produit les raies d'absorption.

L'effet Doppler-Fizeau

Une longueur d'onde correspond à une fréquence N bien définie, et nous pouvons supposer que l'observateur qui reçoit la lumière monochromatique d'un atome reçoit par seconde ces N trains d'ondes. Ces ondes nous arrivent à la vitesse de la lumière (300 000 km/s). Si l'observateur va au-devant de la source avec une vitesse V, il recevra plus d'ondes. Le nombre d'ondes reçues est augmenté de $n = \frac{V}{c}$ (c étant la vitesse de la lumière), comme le montre un raisonnement simple. Cela provoque une diminution de longueur d'onde. On a pris l'habitude de compter les vitesses positivement lorsque la source s'éloigne. Cette vitesse s'appelle la vitesse radiale, car il s'agit de la projection de la vitesse sur le rayon lumineux. Avec ces conventions, l'augmentation de la longueur d'onde est donnée par la formule

$$\frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_0} = \frac{V}{c}.$$

Le raisonnement montre que l'effet est le même si la source ou l'observateur s'éloignent. Cependant, la formule citée n'est qu'une première approximation, suffisante sauf pour les nébuleuses extragalactiques lointaines : la formule véritable est alors donnée par la théorie de la Relativité :

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \frac{1 + \frac{V}{c}}{\sqrt{1 - \frac{V^2}{c^2}}}.$$

Les radiotélescopes

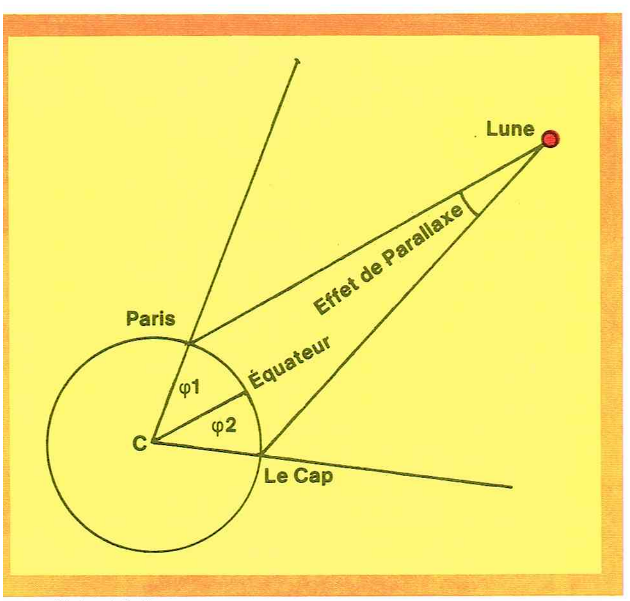
Pour l'observation des ondes hertziennes, on utilise des télescopes analogues aux télescopes optiques ; mais, naturellement, le récepteur disposé au foyer est un petit dipôle dont on mesure la tension par des dispositifs électroniques. De nombreuses améliorations ont été réalisées sur ces récepteurs, et l'on utilise maintenant des amplificateurs à maser, extrêmement sensibles.

La grande difficulté de ces instruments provient de la nature même du rayonnement électromagnétique ; nous avons indiqué qu'un télescope de 13 cm de diamètre donnait des images de 1″ d'arc de diamètre. En fait, la formule véritable, établie depuis plus de 150 ans par la théorie de la diffraction, est :

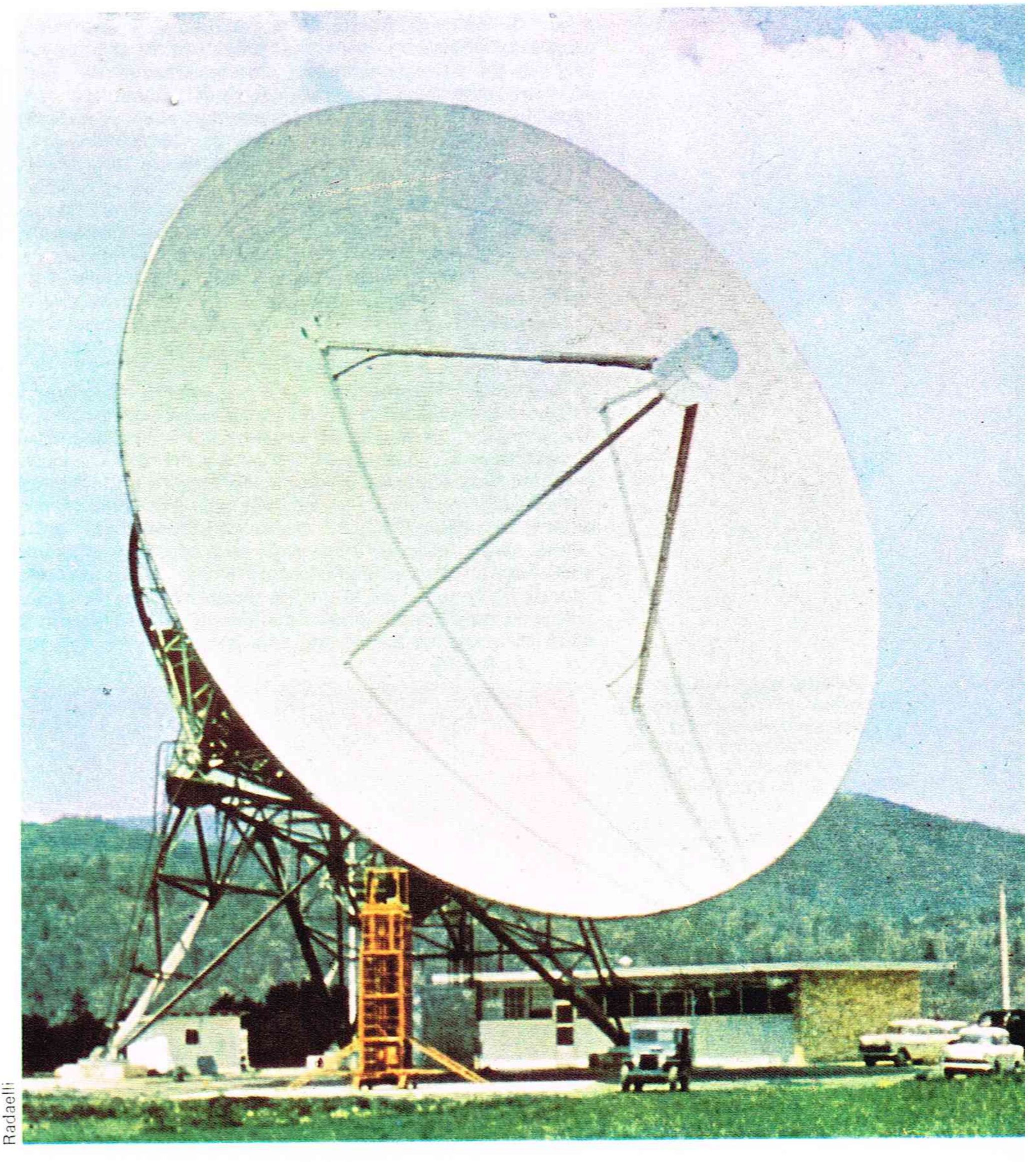
$$\rho = \frac{1{,}22\ \lambda}{D}$$

de sorte qu'on peut dire que le pouvoir séparateur de 1″ correspond à un télescope dont le diamètre est de 250 000 longueurs d'onde (en effet, la longueur d'onde effective de la lumière visible est de 0,55 μm). Pour obtenir le même pouvoir séparateur avec des ondes de 1 m de longueur d'onde, il faudrait donc un télescope de 250 km de diamètre, ce qui est irréalisable. Inversement, un bon télescope de 50 m de diamètre ne permettra d'obtenir que des images de 5 000″ ou 1°,4. Avec ce télescope, on ne pourra pas constater que le Soleil a un diamètre apparent. Naturellement, la précision des positions mesurées sera aussi très médiocre. Ces circonstances ont rendu, au début, les identifications des sources radios avec les sources optiques très difficiles.

Mais grâce aux grandes possibilités de la radio-électricité, on a trouvé des méthodes pour améliorer considérablement le pouvoir séparateur. La première solution a consisté à construire des interféromètres et plus tard des séries de télescopes disposés en ligne et agissant comme des réseaux. Par exemple, 20 ou 30 récepteurs de 10 m de diamètre, disposés sur une ligne, permettent d'augmenter le pouvoir séparateur comme si le télescope avait pour diamètre la base complète. L'interconnexion



Richard Colin



Radaelli

des récepteurs peut être réalisée avec des câbles coaxiaux de même longueur, de sorte que l'addition des signaux se fait en phase. Cette possibilité n'existe que très difficilement en optique. Plus tard, on a disposé les récepteurs en croix pour obtenir le même pouvoir séparateur dans deux directions.

Mais l'amélioration la plus importante a été celle mise au point par M. Ryle, prix Nobel de physique en 1974 avec Hewish. Cette fois, le récepteur de base est fixe et on peut lui associer un récepteur susceptible d'occuper par rapport à lui toutes les positions possibles de façon à couvrir une très grande surface. On mélange les deux signaux et on enregistre l'intensité et la différence de phase. Puis le calcul, effectué par un très gros ordinateur, permet de reconstituer le signal. En optique, cette opération se fait automatiquement avec le télescope. Il n'est pas possible d'indiquer ici les très nombreux dispositifs utilisés. Il suffit de disposer le récepteur sur une base est-ouest et de se servir ensuite du mouvement de la Terre pour couvrir, aussi, en 6 heures d'observation, la direction perpendiculaire. Le déphasage permet ainsi d'examiner un champ assez considérable. Cette synthèse d'ouverture a permis maintenant d'atteindre des pouvoirs séparateurs de l'ordre de 20″ ainsi que des localisations, et peut-être même plus précises qu'en optique. Nous verrons plus loin les résultats extraordinaires obtenus grâce à ces techniques.

La distance de la Lune et du Soleil

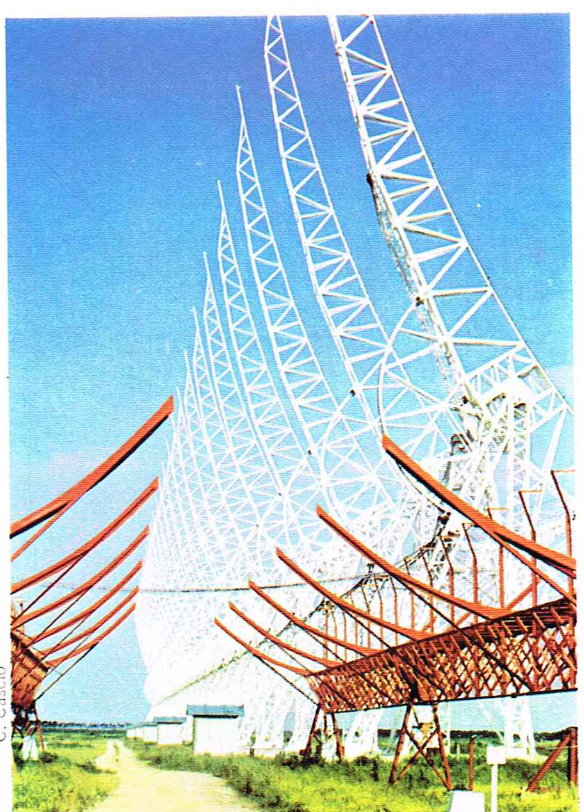
Deux observateurs situés en deux points éloignés de la Terre ne verront pas la Lune dans la même direction. Dans le cas général, on nommera *parallaxe* l'angle que font ces deux directions. De façon plus précise, la parallaxe de la Lune est l'angle sous lequel on voit le rayon équatorial de la Terre lorsqu'on est placé au centre de la Lune.

Un observateur placé sur la surface de la Terre ne verra pas la Lune dans la même direction qu'un observateur fictif situé au centre de notre planète. L'effet est maximal lorsque la Lune est située à l'horizon pour l'observateur situé sur la surface. Il est alors égal à la parallaxe lunaire. L'effet varie avec le mouvement diurne ; il est nul lorsque la Lune est au zénith. Cette variation au cours du jour explique pourquoi l'on parle de parallaxe diurne.

D'après ce qui précède, on comprend qu'il est possible de mesurer la parallaxe de la Lune en déterminant simultanément la distance zénithale ou la déclinaison de la Lune en deux points de la Terre aussi éloignés que possible. Si les lieux sont à la même longitude terrestre, les calculs seront facilités.

La mesure a été faite avec précision, en 1752, par Lalande, qui observait à Berlin, et par La Caille au Cap. La valeur qu'ils ont obtenue (57′11″) est très voisine de la valeur maintenant admise : 57′2″,6. A cette valeur correspond la distance moyenne D = 60,27 rayons terrestres, ou 384 404 km. Cette mesure a été confirmée

▲ *A gauche, représentation schématique de la parallaxe de la Lune. A droite, radiotélescope Howard R. Tatel, de 25 m, du National Radio Astronomy Laboratory de Green Bank (États-Unis).*

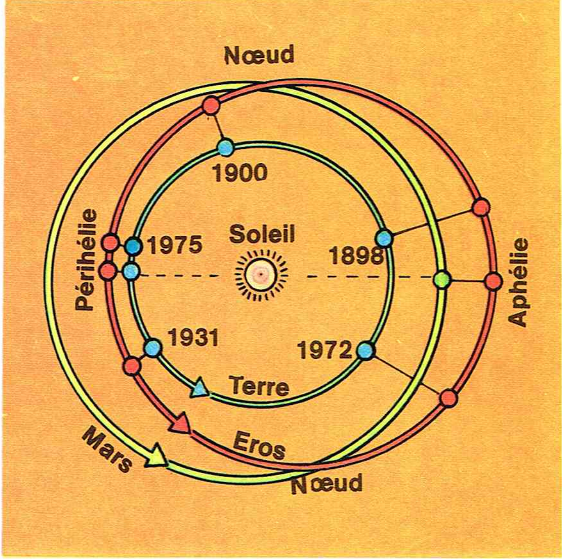


C. Cascio

◀ *Radiotélescope, Croce del Nord, près de Medicina (province de Bologne, Italie).*

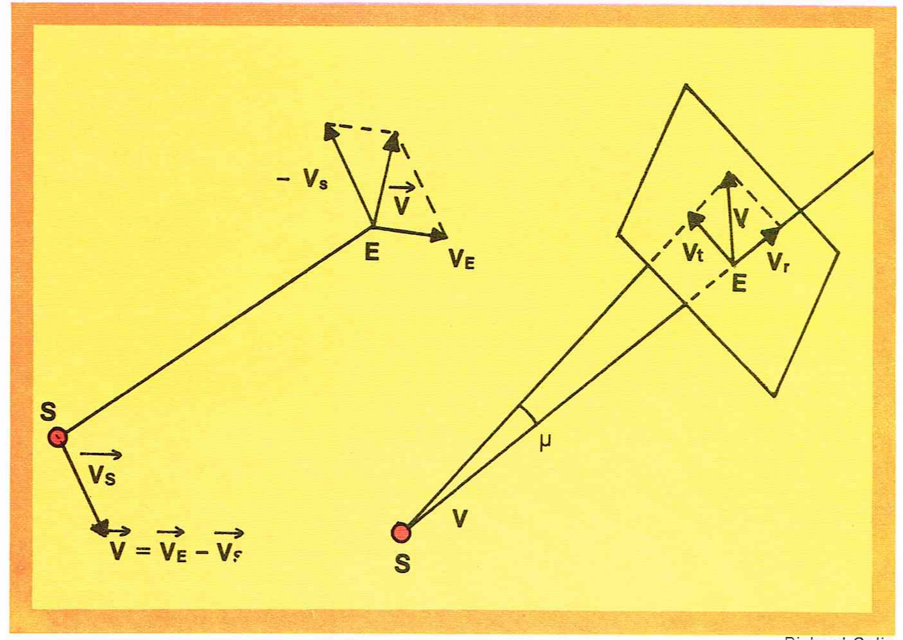
par une mesure directe. On a, en effet, déposé sur la Lune des réflecteurs, constitués par des prismes renvoyant la lumière dans la direction d'où elle provenait. Cette lumière était constituée par de brefs éclairs de laser focalisés par de grands télescopes. On observe la durée du trajet aller et retour qui est un peu supérieure à 2 secondes. Il est possible de mesurer ce temps avec une précision telle que la distance peut être calculée à 20 cm près. Cela ne permet pas de connaître la distance de la Lune avec une précision aussi bonne car la localisation du réflecteur n'est pas assez bien connue; néanmoins, la distance obtenue est plus précise que les anciennes valeurs. On pense observer les variations de distances très petites. Elles seront du plus haut intérêt pour l'étude du mouvement de la Lune et des lois fondamentales de la physique.

Les considérations que nous venons de développer sont naturellement valables pour d'autres astres du système solaire. La mesure est imprécise pour le Soleil, dont la parallaxe est de l'ordre de 9''. Mais en 1931, la petite planète Éros était très proche de la Terre, à une distance que l'on a pu calculer avec précision en unités astronomiques (environ 0,17 unité astronomique). On a mesuré sa parallaxe : à la valeur de 52'' correspond une parallaxe solaire de 8'',794 et de 149 600 000 km pour l'unité astronomique. On a pu aussi mesurer le temps d'écho d'une émission radar sur Vénus, et la valeur de la parallaxe solaire a été ainsi confirmée.



▶ *Représentation schématique des orbites de la Terre, d'Éros et de Mars, montrant la proximité d'Éros de la Terre en 1975.*

Richard Colin



▼ *A gauche, représentation graphique de la notion de vitesse relative : $\vec{V_S}$, vitesse du Soleil; $\vec{V_E}$, vitesse de l'étoile; $\vec{V}$, vitesse relative étoile-Soleil; à droite, projection de la vitesse relative étoile-Soleil : 1, sur le rayon lumineux (vitesse radiale V_r); 2, sur le plan tangent au ciel, V_t vu sous l'angle μ (mouvement propre).*

Richard Colin

La position et la distance des étoiles

Les catalogues d'étoiles, les mouvements propres

Un catalogue d'étoiles est une liste d'étoiles qui donne leurs positions dans le ciel avec une indication de leurs éclats. L'idée de dresser de tels catalogues est très ancienne : en 129 avant J.-C. Hipparque en a terminé un qui comprenait 850 étoiles (et non 1 080, comme on le dit souvent). On pense que cette idée lui est venue cinq années plus tôt, lorsqu'il a observé une étoile nouvelle.

C'est en comparant ses positions avec quelques-unes indiquées par Timocharis d'Alexandrie, 150 années plus tôt, qu'il découvrit la précession des équinoxes. Ce catalogue a été très utile à Ptolémée et, au XVIII[e] siècle, à Halley. Cet ancien catalogue donnait les positions en longitude et latitude écliptiques. Les catalogues modernes les donnent en ascension droite et déclinaison qui sont les résultats immédiats des observations.

On distingue les catalogues suivant leur but; ceux qui donnent les positions avec une très grande précision sont nommés *catalogues fondamentaux*. Ils ne contiennent qu'un nombre relativement faible d'étoiles, mais celles-ci sont observées par de nombreux observateurs à des intervalles réguliers et avec la plus grande précision possible. L'étude des variations de ces coordonnées permet de déterminer les mouvements fondamentaux des plans de référence, c'est-à-dire la précession des équinoxes et la nutation.

Celles-ci déterminées, on peut s'affranchir pour chaque étoile de ces mouvements et on constate alors que les étoiles ont elles-mêmes des petits mouvements qu'il est possible d'assimiler à des petites variations uniformes en ascension droite et déclinaison. La variation par an porte le nom de *mouvement propre* de l'étoile. Avec les méthodes de dépouillement normalement utilisées, la moyenne des mouvements propres du catalogue est nulle. Les mouvements propres sont toujours très petits, en général de quelques centièmes de seconde par an. Cet effet s'explique par le mouvement relatif du Soleil et de l'étoile. On a l'habitude de projeter cette vitesse relative sur la direction de l'étoile (on nomme cette quantité *vitesse radiale*) et sur le plan tangent au ciel. Le mouvement propre sera calculé en divisant le trajet annuel par la distance de l'étoile.

Les premiers catalogues précis de position remontent à la première moitié du XVIII[e] siècle. Celui de Lalande comprenait 47 000 étoiles, celui de Bessel 62 000. Ils furent complétés vers 1850 par le catalogue d'Argelander, qui avait pour but de faire l'inventaire des étoiles jusqu'à la magnitude 9; il porte le nom de B.D. *(Bonner Durchmusterung)*. Ces observations ont été étendues à l'hémisphère austral par le catalogue dressé à Cordoba en Argentine (C.D.) et par le catalogue photographique du Cap (C.P.D.). Mais ces catalogues sont plutôt des index que des catalogues précis. Les étoiles de ces trois catalogues ont été observées par dix-huit observatoires.

Le *catalogue de l'Astronomische Gesellschaft* (A.G.) contient 146 000 étoiles boréales et 129 000 étoiles australes. La précision est de l'ordre de 0'',6. La réobservation de ce catalogue est en cours et permettra de déterminer des mouvements propres de toutes ces étoiles. La carte photographique du ciel, entreprise sur la proposition de l'Observatoire de Paris, devait comprendre toutes les étoiles jusqu'à la magnitude 14. Ce travail n'est pas achevé et il ne le sera pas : il existe deux millions d'étoiles plus brillantes que la 14[e] magnitude.

Les catalogues fondamentaux (FK1 à FK4) ne contiennent que quelques milliers d'étoiles (le FK3 en contient 1 587), mais elles ont été observées avec toute la précision possible. Ce sont ces catalogues qui définissent les systèmes de coordonnées des autres catalogues. Le *catalogue N30 de Morgan,* qui contient 5 268 étoiles, est de la même classe. Le *General Catalogue de Boss* comprend 33 342 étoiles. Il n'est pas réduit aux FK mais à une liste préliminaire de 627 étoiles; il est un peu moins précis. Le *catalogue du Smithsonian Astrophysical Observatory* (S.A.O.) réunit en un seul catalogue les informations prises dans tous ceux que nous avons cités. Il contient les données pour 259 000 étoiles. C'est une compilation et non un catalogue au sens noble du terme car ses indications ont des valeurs variables suivant leur origine.

L'établissement de ces catalogues est essentiel : il constitue une documentation dont la valeur augmente avec le temps et qui permettra certainement des découvertes importantes lorsque les étoiles seront réobservées et que l'on obtiendra des mouvements propres de plus en plus précis. Actuellement, l'erreur sur ces mouvements est de l'ordre de 0'',01 par an. Les mouvements propres sont en général de quelques centièmes de seconde par an. Mais on connaît de nombreuses étoiles à très grands mouvements propres : l'étoile de Barnard a un mouvement de 10'',3 par an, celle de Kapteyn de 8'',8. Il s'agit d'étoiles faibles de magnitude 9 qui sont des étoiles naines blanches très rapprochées. D'importantes listes d'étoiles à grands mouvements ont été établies, notamment par Luyten. Le *catalogue de Schorr* (E.B.L., c'est-à-dire *Lexique de mouvements propres*) contient ces mouvements pour 100 000 étoiles.

Naturellement avec le développement de l'astrophysique, des catalogues de nombreuses autres données ont été établis. Le *catalogue des types spectraux de Harvard,* nommé H.D. en l'honneur de Henry Draper, contient 225 000 types spectraux d'étoiles jusqu'à la 9e ou 10e magnitude. Il a été complété par de nombreux compléments et près de 500 000 types spectraux sont catalogués.

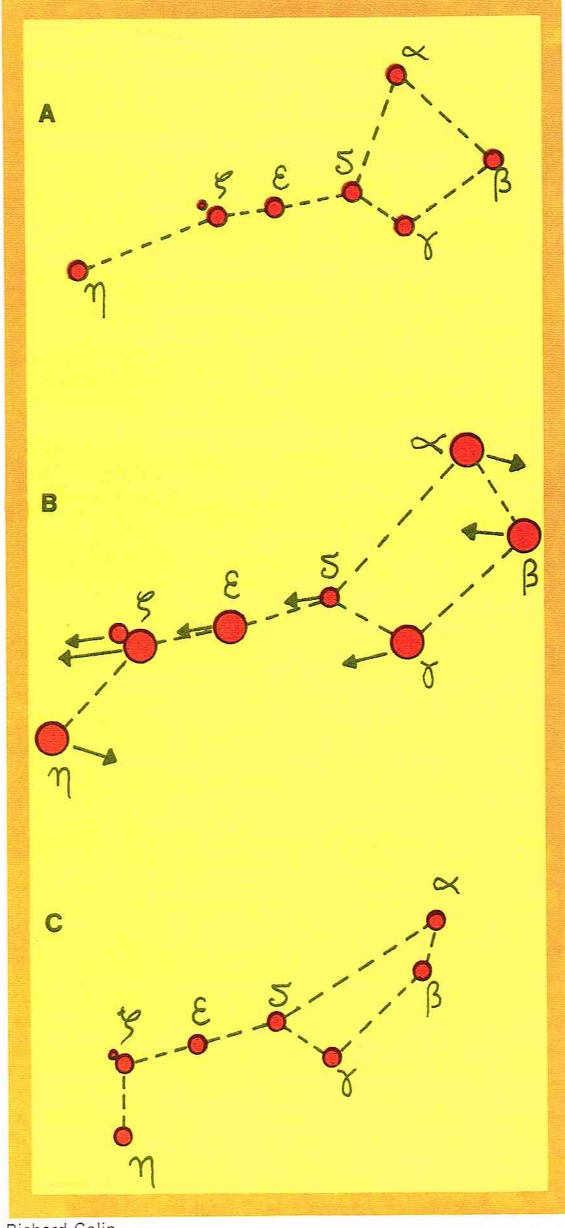
Le *catalogue des étoiles variables de Kukarkin,* édité à Moscou, contient dans son édition de 1971 le nom, la position et le type de variation de 20 437 étoiles variables. A cette liste, il faut ajouter plus de 6 000 étoiles dont on suppose qu'elles sont variables. Le *catalogue des vitesses radiales de Wilson* comprend les vitesses radiales de 15 106 étoiles. Il est actuellement complété, et le nouveau catalogue contiendra environ 40 000 valeurs.

Il existe des catalogues de tous les types d'étoiles, amas, amas globulaires et, naturellement, de nébuleuses extragalactiques. Des catalogues photométriques, de parallaxes, etc., enrichissent les bibliothèques de données de plus en plus nombreuses. Un problème de stockage et de dépouillement se pose : actuellement, des efforts sont faits pour l'établissement d'un centre de données stellaires ayant pour mission de centraliser les données et de les communiquer à la demande.

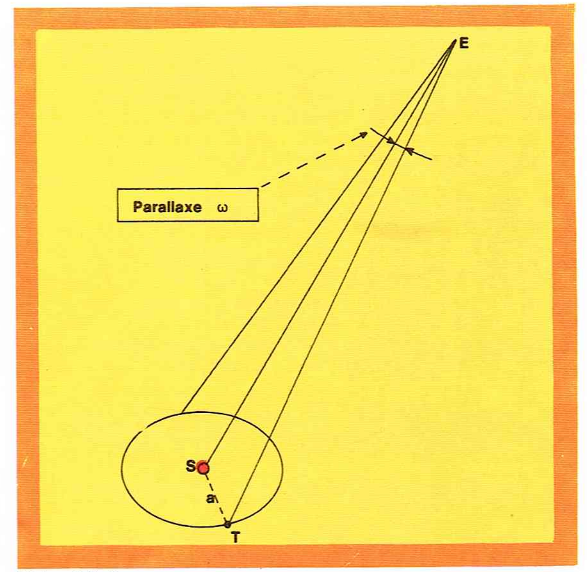
La distance des étoiles

Lorsque l'observateur terrestre se déplace avec la Terre en décrivant l'orbite terrestre, dont le rayon mesure 150 millions de kilomètres, il change de point de vue et il est facile de montrer que toute étoile décrit sur la sphère céleste une très petite ellipse. Le demi grand axe de cette ellipse porte, nous l'avons vu, le nom de parallaxe. Il est facile de comprendre que cette parallaxe est l'angle sous lequel on verrait, depuis l'étoile, la distance Terre-Soleil : elle est donc inversement proportionnelle à la distance de l'étoile.

Depuis le XVIIe siècle, de nombreux astronomes ont essayé de déterminer des parallaxes. La première, celle

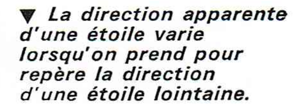


Richard Colin

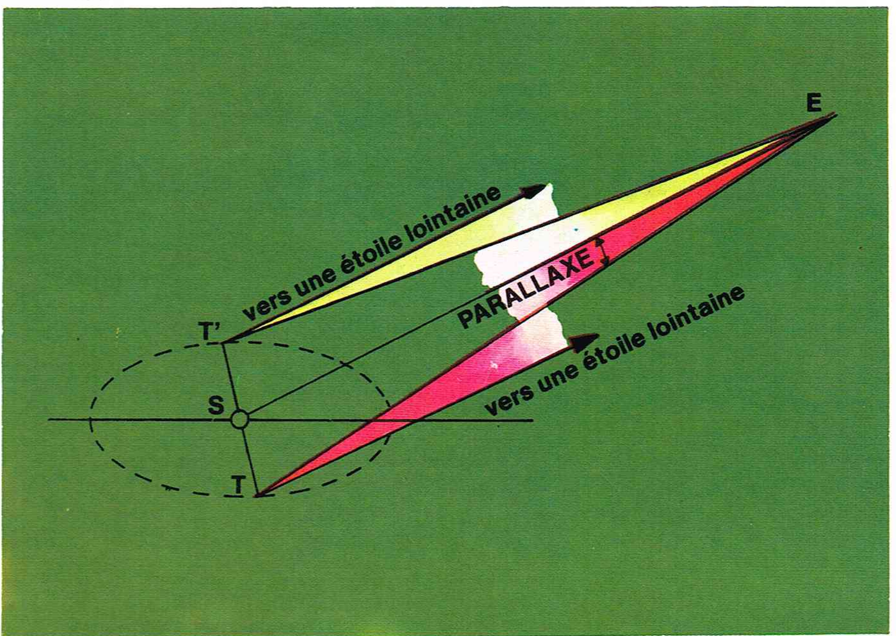


Richard Colin

***◀ Ci-contre, à gauche, sur la figure du milieu (B), est représenté l'aspect actuel de la Grande Ourse. Les flèches indiquent les mouvements propres des diverses étoiles et l'aspect de ces constellations il y a 1 000 siècles (A) et dans 1 000 siècles (C). A droite, la parallaxe $\overline{\omega}$ est l'angle sous lequel on voit de l'étoile* E *le demi grand axe de l'orbite terrestre* a.**



▼ La direction apparente d'une étoile varie lorsqu'on prend pour repère la direction d'une étoile lointaine.



Richard Colin

de 61 Cyg, fut déterminée en 1838 par Bessel. Le principe des mesures est simple : il suffit d'étudier le mouvement de l'étoile par rapport aux étoiles faibles lointaines, donc immobiles. L'observation a montré que la plus grande ellipse mesurée a un demi grand axe de 0″,75. De cette étoile, α Centauri, et de son compagnon, Proxima Centauri, l'unité astronomique (c'est-à-dire la distance Terre-Soleil) est vue sous un angle de 0″,75. Notons qu'un angle de 1″ est très petit ; c'est l'angle sous lequel on voit une bille de 1 cm de diamètre placée à 2 km, exactement à 206 265 fois son diamètre.

Les distances stellaires sont très grandes, et l'on est convenu de prendre pour unité de distance celle de l'étoile à partir de laquelle l'unité astronomique est vue sous un angle de 1″. Cette distance vaut donc 206 265 × 150 millions de kilomètres. Cette distance de $30{,}9 \cdot 10^{12}$ kilomètres (30 000 milliards de kilomètres) est le *parsec*. On utilise quelquefois une autre unité : l'*année de lumière*, qui est le chemin parcouru par la lumière en un an. On calcule facilement que 1 parsec = 3,26 années de lumière. Même le parsec est une trop petite distance : on utilise souvent le *kiloparsec* et le *mégaparsec*, qui valent respectivement mille et un million de parsecs.

L'aberration

Ce phénomène est dû au fait que la lumière se propage avec une vitesse finie, de sorte que lorsque le message lumineux nous arrive, l'astre n'est plus à l'endroit où il se trouvait à l'émission. C'est O. Rœmer qui a constaté cet effet, en 1676, en observant les éclipses des satellites de Jupiter. Le but du travail qui lui avait été confié par le directeur de l'Observatoire de Paris, Cassini, était pratique : les éclipses des satellites de Jupiter se déroulent rapidement et leur observation permet de connaître le temps absolu ; la comparaison avec le temps local permet de déterminer la longitude. Ces données étaient nécessaires pour établir la Carte de France.

Rœmer établit ses tables en observant les éclipses au moment où Jupiter était en opposition géocentrique, c'est-à-dire au moment où la distance Terre-Jupiter était minimale. Ces observations lui permirent de prévoir les éclipses au moment de la conjonction de Jupiter avec le Soleil : il constata que les éclipses se déroulaient bien comme prévu mais avec un retard de l'ordre de 20 mn. O. Rœmer comprit que ce retard provenait du fait qu'au moment de la conjonction Jupiter était nettement plus éloigné de la Terre. La différence des distances est égale au diamètre de l'orbite terrestre. Le temps que met la lumière pour parcourir l'unité astronomique, 8 minutes, valeur améliorée par Rœmer lui-même, s'appelle le *temps d'aberration*. Il correspond à la distance Terre-Soleil exprimée en minutes de lumière.

A l'époque de Rœmer, on connaissait déjà assez bien la distance du Soleil et il put déterminer la vitesse de propagation de la lumière ; son nombre en unités modernes est voisin de la valeur actuellement admise. La valeur précise est 299 793 km/s, et le temps d'aberration est de 499,01 s.

Les astronomes tiennent compte de cette aberration dans leurs calculs des positions des corps du système solaire.

Les positions calculées sont datées en tenant compte du temps d'aberration. L'aberration existe aussi pour le Soleil, qui s'est déplacé de 20″,5 lorsque nous l'observons à sa place apparente. Il n'est pas possible d'observer cette aberration car nous ne connaissons pas la place réelle du Soleil.

L'aberration existe aussi pour les étoiles. La lumière venant d'une étoile mettra un certain temps t pour nous parvenir. Ce temps t est la distance de cette étoile exprimée en années de lumière. Si l'étoile a une certaine vitesse propre par rapport à l'observateur terrestre, l'étoile se sera déplacée de $V \cdot t$ lorsque nous la verrons dans sa position apparente. La distance angulaire sera obtenue en divisant ce déplacement par la distance ; on constate que le temps s'élimine. Pour V = 15 km/s, on trouve $\varepsilon = \frac{1}{20\,000}$ soit 10″. Mais ce déplacement constant ne sera pas observable car nous ne connaissons pas la place géométrique de l'étoile.

La vitesse qui intervient dans cette théorie est la vitesse relative observateur-étoile. Le mouvement de la Terre sur son orbite entraîne une aberration variable et donc observable : l'étoile apparente est déplacée de la quantité $\frac{V}{c}$ dans la direction du mouvement de la Terre. La théorie doit être élaborée en appliquant le principe de la Relativité. La théorie complète montre qu'une étoile située au pôle de l'écliptique décrit sur le ciel un cercle de 20″,496 de rayon, alors qu'une étoile située dans le plan de l'écliptique décrit une petite droite de 2 × 20″,496 de long. Pour les latitudes intermédiaires, l'étoile décrit une ellipse. L'étoile apparente est déplacée dans le sens de la vitesse de la Terre, alors que la parallaxe déplace l'étoile dans une direction du Soleil qui fait avec la précédente un angle droit. De plus, le déplacement de parallaxe varie avec l'étoile et il est toujours très petit.

Remarquons aussi que toutes les étoiles voisines dans le ciel, qu'elles soient proches ou lointaines, sont soumises à la même aberration. Ce phénomène change seulement la distance angulaire d'étoiles très éloignées sur la sphère céleste. C'est Bradley qui découvrit cet effet, en 1726, en cherchant à mettre en évidence la parallaxe de l'étoile γ Dra. Il trouva un déplacement de l'ordre de 20″, perpendiculaire à celui qu'il cherchait. La valeur moderne due à l'observation directe est de 20″,48. Elle permet de calculer avec précision la vitesse de la Terre sur son orbite : on trouve 29,77 km/s. Avec cette valeur, on peut calculer la valeur de l'unité astronomique ; on trouve 149,5 millions de kilomètres, ce qui est en excellent accord avec d'autres déterminations.



S. Prato

▶ Le Soleil est l'étoile la plus proche de la Terre : il est situé à 150 millions de km; la constante solaire est l'énergie qui arrive par minute sur 1 cm^2 de surface terrestre (elle est de 2 $cal \cdot mn^{-1} \cdot cm^{-2}$).

LE SOLEIL

Le Soleil est pour les habitants de la Terre l'astre le plus important : dispensateur de la lumière et de la chaleur, il est la source qui entretient la vie sur notre planète.

Notre connaissance physique du Soleil est assez récente. Nous savons aujourd'hui que le Soleil est une étoile parmi la centaine de milliards qui peuple notre Voie lactée. La distance et les dimensions du Soleil ne sont connues avec exactitude que depuis quelques siècles. Les Grecs pensaient que le Soleil était situé à 6 500 km et qu'il avait un diamètre de l'ordre de 50 à 60 km. Au IIIe siècle, Aristarque estimait sa distance à environ 1 million de kilomètres. Tous ces nombres sont très fortement sous-estimés. La mesure directe de la distance du Soleil est très difficile et, comme nous l'avons déjà indiqué, les dimensions du système solaire sont fixées lorsque l'on connaît une distance. C'est la distance à la petite planète Éros qui a permis une des meilleures mesures. Récemment, les résultats ont été confirmés par la mesure directe de la distance de Vénus à la Terre par radar. Le Soleil est situé, en moyenne, à 150 millions de kilomètres (le demi grand axe de l'orbite terrestre mesure exactement $149{,}6 \cdot 10^6$ km).

Le Soleil est sphérique; son diamètre apparent, vu de la Terre, est voisin de 1/2° (32′). Son diamètre est donc sensiblement égal à 1/100 de sa distance, soit exactement 1 392 000 km ou 109 diamètres terrestres.

La masse de la Terre a été mesurée directement. Elle est la fraction 1/332 958 de celle du Soleil. Il en résulte que le Soleil a sensiblement une masse de $2 \cdot 10^{27}$ tonnes. Mais sa densité moyenne est relativement faible : 1,41 contre 5,52 pour la Terre; elle est à peine supérieure à celle de l'eau, qui est de 1.

Remarque sur les valeurs numériques des données physiques dans le système solaire

Certaines données ont une précision remarquable : ce sont en général toutes les périodes des mouvements étudiés depuis la plus haute antiquité, comme l'année tropique, le mois lunaire et la durée de rotation de la Terre. Mais la mise en évidence de petites irrégularités de rotation de la Terre a nécessité des définitions nouvelles des secondes, et les périodes exprimées dans ces nouvelles unités changent. Pour cette raison, les astronomes ont adopté des systèmes d'unité cohérents, tels qu'une modification ultérieure des unités fondamentales affecte ces données de façon calculable. Les unités fondamentales sont définies en même temps et elles ne sont modifiées qu'après un accord international.

D'autres données sont imprécises, souvent à cause de la difficulté des mesures. Ainsi comment déterminer le diamètre et l'aplatissement du disque de Neptune, qui ne mesure que 2″, c'est-à-dire 50 μm dans le plan focal d'une grande lunette de 10 m de distance focale? Comment définir la période de la comète de Halley, dont le mouvement est perturbé à chaque passage près de Jupiter? Comment même connaître la masse du Soleil avec une précision extrême? L'observation donne le rapport de la masse du Soleil à celle du système Terre-Lune, mais le rapport de la masse de la Lune à celle de la Terre n'était connu qu'à 2 ou 3 ‰ près.

Le lecteur ne sera donc pas surpris de constater des différences entre les données de cette Encyclopédie avec d'autres ouvrages. En principe, nous avons essayé d'adopter soit les données fondamentales de l'Union Astronomique Internationale (U.A.I.) quand elles sont définitives, soit les dernières valeurs améliorées. Par exemple suivant les auteurs, on trouve pour la masse du Soleil les valeurs 332 945, 332 958 et même 333 442 masses terrestres. La valeur que nous adoptons, 332 958, est celle de l'U.A.I. qui a l'avantage d'être dans un système cohérent, mais elle est un peu erronée depuis que les satellites artificiels ont permis de mieux déterminer le rapport des masses Terre/Lune (81,35).

L'énergie solaire

Le Soleil émet continuellement de l'énergie. Les mesures faites sur Terre montrent qu'une surface de 1 cm² placée à la distance Terre-Soleil reçoit 2 calories par minute (mesure supposée faite en dehors de l'atmosphère). Le calcul de l'énergie totale rayonnée par le Soleil est effectué facilement si l'on considère que chaque centimètre carré de la sphère de 150 millions de kilomètres de rayon enveloppant l'orbite terrestre reçoit cette énergie. Celle-ci est considérable : $3{,}9 \cdot 10^{33}$ ergs/s. Il est difficile de la comparer à une énergie ayant une signification pour nous. Elle correspond à l'explosion, toutes les secondes, de 100 milliards de bombes nucléaires correspondant à une mégatonne de TNT. L'énergie reçue toutes les secondes par la Terre correspond encore à 50 de ces bombes.

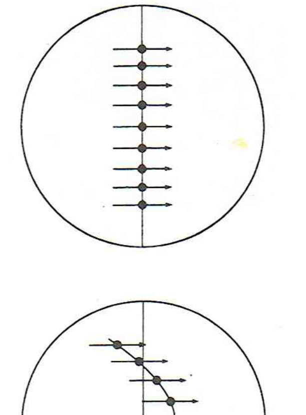
Si l'on assimile le Soleil à un corps incandescent (les physiciens disent un corps noir), on peut calculer que le Soleil doit avoir une température de 5 800 °K (degrés Kelvin) pour rayonner l'énergie précédente. On n'a jamais constaté de variation du débit d'énergie depuis qu'on le mesure avec précision; il est certain, d'après la géologie, que ce débit n'a pas beaucoup changé au cours des temps. Peut-être de petites variations séculaires expliquent-elles les glaciations terrestres.

Les aspects du Soleil

Il est dangereux de regarder le Soleil à l'œil nu et encore plus dangereux avec un instrument. Mais il est possible de projeter l'image sur un écran. L'image du Soleil ainsi obtenue n'est pas uniforme. On constate d'abord que le centre est environ deux fois plus brillant que le bord, lequel est net; le petit brouillage que l'on observe souvent est dû à l'agitation de l'atmosphère terrestre. On constate aussi très souvent l'existence de *taches noires* sur le Soleil. Ces taches sont quelquefois isolées, mais le plus souvent elles apparaissent par paires ou par groupes. En plus de ces taches noires, on voit de larges régions un peu plus claires, appelées des *facules*. De plus, sur d'excellentes images, toute la surface du Soleil a l'aspect d'un gâteau de riz, d'où le nom de *grains de riz* donné à cette floculation.

Les taches solaires

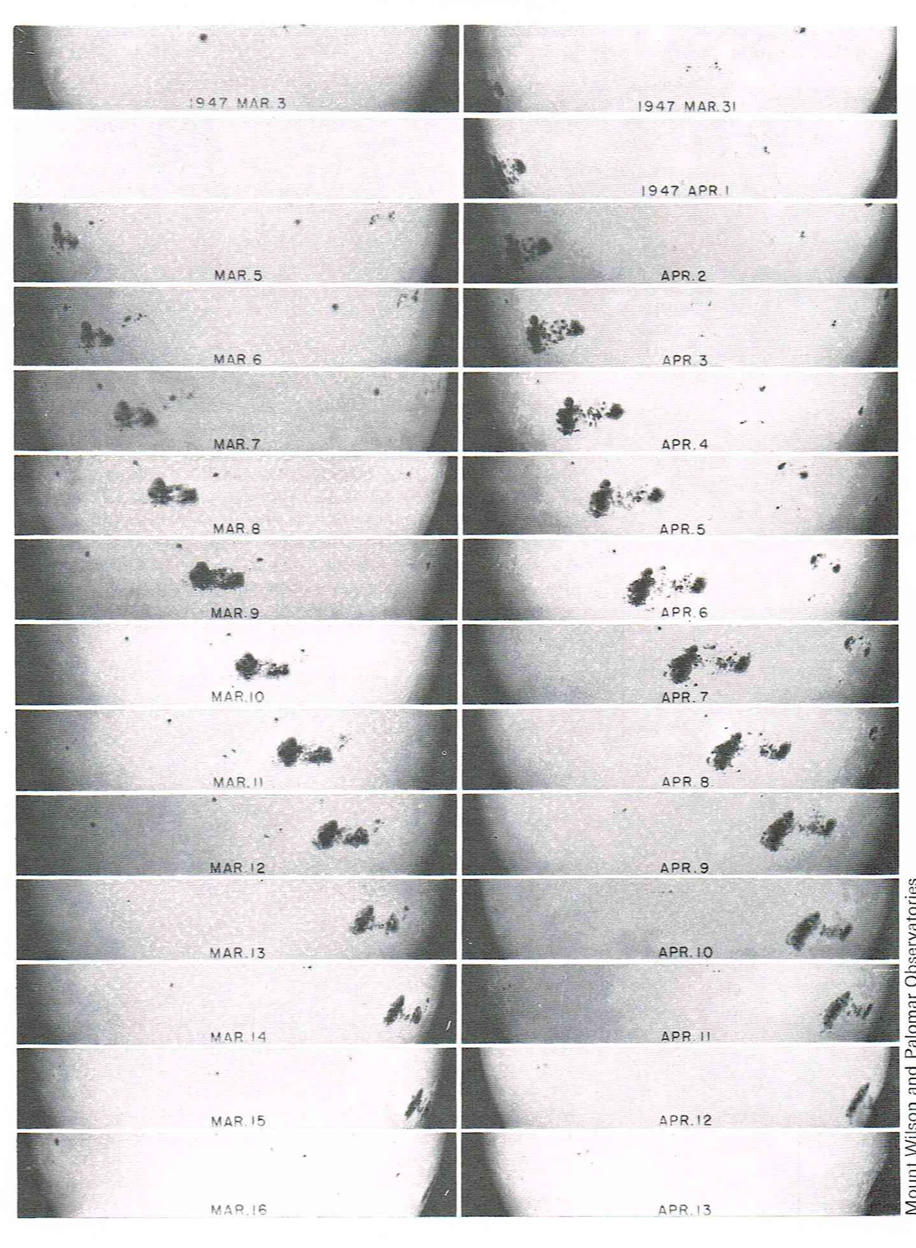
Une tache présente une partie centrale, l'*ombre*, entourée d'une partie plus brillante, la *pénombre*. Lorsqu'une tache est visible près du bord du Soleil, elle présente l'aspect d'une dépression. La dimension des taches est très variable, mais elle dépasse très souvent le diamètre de la Terre et certaines ont des diamètres de plusieurs centaines de milliers de kilomètres. Cela a été le cas en 1947, année où la surface tachée du Soleil mesurait plusieurs millions de km². Les taches solaires ne paraissent noires que par contraste. Elles sont encore très chaudes; leur température est, en effet, de l'ordre de 4 000 à 5 000 °K et leur brillance est encore égale au tiers de celle du Soleil.



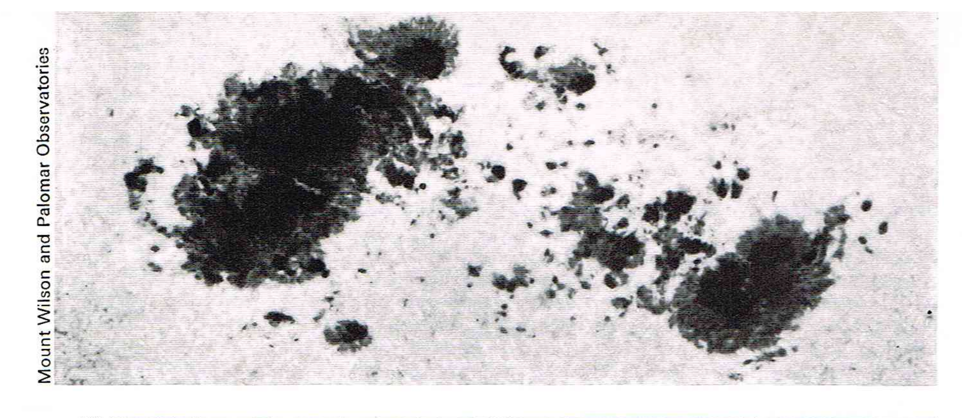
I.G.D.A.

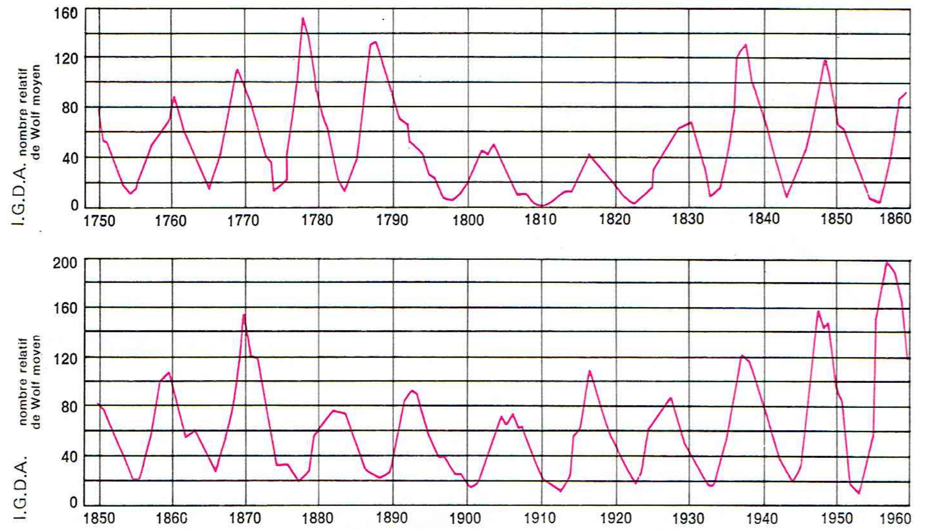
▲ *En marge, ces deux dessins montrent schématiquement la rotation différentielle du Soleil, les taches qui étaient alignées le long d'un méridien (en haut) occupent après une rotation complète une ligne courbe (en bas), les taches équatoriales ayant tourné plus que les taches polaires.*

▼ *Deux séries de photographies prises jour après jour; on voit de toute évidence la rotation du Soleil.*



Mount Wilson and Palomar Observatories





▲ ***En haut, cette grande tache correspond à l'agrandissement d'une des photographies précédentes de la série de droite (celle du 7 avril 1947, Observatoires du mont Wilson et du mont Palomar).***

Ci-dessus, représentation graphique du cycle undécennal de l'activité solaire, en fonction du nombre moyen des taches observées annuellement.

▶ ***Page ci-contre, en bas, photographie du Soleil obtenue le 21 août 1973, 90 minutes après le début d'une éruption, par la première mission Skylab à l'aide du spectrohéliographe ultraviolet du « Naval Research Laboratory ». Cette reproduction (coloriée artificiellement en laboratoire) met en évidence une proéminence en lumière de l'hélium ionisé à λ = 304 Å.***

Une observation précise des taches montre qu'elles se déplacent vers l'ouest et disparaissent sur le bord. La période apparente du Soleil est de l'ordre de 27 jours. Mais comme l'observateur terrestre se déplace, la vraie période de rotation par rapport aux étoiles est de 25,4 jours. L'axe de rotation est incliné de 7° 15′ sur l'écliptique. Un examen attentif montre que la période varie avec la distance des taches à l'équateur solaire. De 25,4 jours, elle passe à 28 jours pour des régions situées à 45° de latitude. Le Soleil ne tourne donc pas comme un solide mais comme un fluide.

Le nombre de taches varie fortement d'une année à l'autre. Les observations permanentes du Soleil depuis le XVIIIᵉ siècle ont montré que ce nombre était cyclique : la période est en moyenne de 11,0 années mais elle n'est pas constante ; elle a varié entre 9 et 13 ans (on cite même des valeurs extrêmes de 7,3 et 15,0 ans). Le dernier maximum de taches a eu lieu en 1973, et nous sommes entrés dans le 21ᵉ cycle historique. Le rapport entre le maximum et le minimum du nombre de taches est de l'ordre de 20. On constate qu'au début du cycle les taches apparaissent vers 30° de latitude et, au fur et à mesure que naissent de nouvelles taches, elles sont plus rapprochées de l'équateur mais cessent d'apparaître à la latitude de 5°. Les deux zones situées entre 5° et 30° de latitudes nord et sud sont appelées *zones royales*.

L'étude du spectre des taches montre qu'elles sont le siège de champs magnétiques très intenses, pouvant atteindre 1 000 à 2 000 gauss. Lorsque les taches se groupent par deux, on constate que la polarité des taches est opposée entre les deux groupes. De plus, pour un hémisphère solaire, d'un cycle au suivant, la polarité de la première tache passant au méridien solaire n'a pas le même signe. On en conclut que le vrai cycle solaire est de 22 ans. La durée de vie des taches est variable : entre quelques jours et une centaine de jours.

On sait aujourd'hui que les taches sont liées à des *tourbillons* qui se forment à l'intérieur du Soleil. Ceux-ci naissent vers les latitudes de 30° et se déplacent vers l'équateur. Lorsque ces tourbillons percent la surface solaire, ils produisent deux groupes de taches de polarité opposée : d'un cycle au suivant, le sens de rotation des tourbillons change.

Les *facules* sont des émissions de gaz qui se produisent près des taches et se déplacent sous l'action du champ magnétique des taches. Lorsqu'elles sont vues près du bord du Soleil, elles sont observables comme des protubérances que l'on peut photographier et cinématographier. Certaines ont des dimensions de l'ordre de 100 000 km.

Les *grains de riz* sont aussi des tourbillons mais se produisant à la surface du Soleil. Ils ont environ 1 000 kilomètres de côté et autant d'épaisseur ; ils évoluent en quelques minutes.

Par très beau temps, on observe sur le bord du Soleil de petits jets de gaz qui se produisent au milieu des grains de riz.

Les taches et les protubérances sont l'aspect le plus visible et le plus facilement observable de l'activité solaire. En fait, toute l'atmosphère solaire est le siège de grandes formations transitoires ; les centres d'activités peuvent couvrir des zones considérables et durer des jours ou des mois. Leur fréquence et leur importance sont variables, avec des maximums et des minimums variant à peu près avec la période undécennale des taches. Du point de vue visuel, un centre d'activité est caractérisé par un groupe de taches situé dans la photosphère et par des facules situées dans les zones plus hautes.

Les groupes de taches sont fréquemment séparés par des filaments, visibles sur le disque, et par des protubérances, visibles au bord ; dans l'un et l'autre cas, il s'agit de longues *langues de gaz* d'une hauteur de 5 000 km, pouvant atteindre une altitude de 100 000 km et même plus, et une longueur de 200 000 km. Ce sont des condensations relativement froides (20 000 °K) situées au-dessus de la chromosphère. Elles peuvent être stables pendant quelques mois, avec des périodes d'activité intense susceptibles de durer quelques heures, pendant lesquelles elles éjectent de la matière à une vitesse considérable ; celle-ci peut atteindre ou dépasser la vitesse d'évasion propre au Soleil (c'est-à-dire 620 km/s).

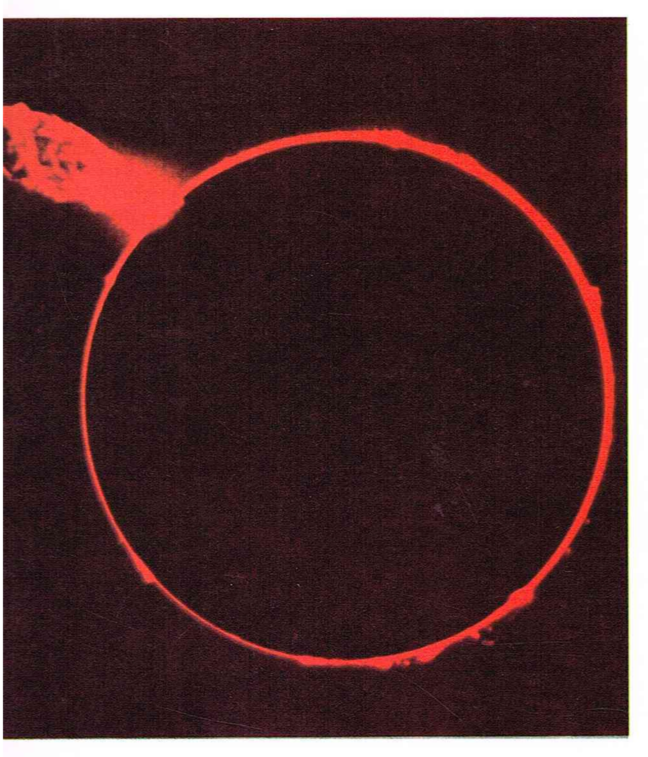
Enfin, durant la vie d'un centre d'activité, on observe des dizaines d'*éruptions chromosphériques*, dont la durée moyenne est d'environ une demi-heure. Ces éruptions peuvent être observées avec divers instruments, dont le plus perfectionné est le *spectro-héliographe de Lyot*. On peut aussi les étudier avec des *filtres interférentiels*, qui laissent seulement passer une bande restreinte du spectre solaire. On a observé des éruptions occupant 5/1 000 de la surface visible du Soleil.

A ces éruptions sont associées des *protubérances* d'évolution très rapide (moins d'une heure) correspondant à de très violentes expulsions de matière. Ces expulsions sont accompagnées d'intenses émissions de rayons ultraviolets et de rayons X, et d'émissions hertziennes. Elles correspondent aussi à un accroissement du rayonnement cosmique. Les particules de moindre énergie atteignent la Terre environ deux jours plus tard. Elles sont des sortes de bourrasques qui accompagnent le vent solaire continu.

La composition du Soleil

L'analyse de la lumière du Soleil par le spectrographe permet de mettre en évidence de nombreux faits, que nous pouvons seulement résumer. Le spectre continu du Soleil correspond bien à une température voisine de 5 800 °K. Mais il est sillonné de nombreuses raies d'absorption. Ces raies peuvent être identifiées avec les raies de très nombreux atomes et de quelques molécules. Une théorie ancienne indiquait que le spectre continu était formé dans une partie interne du Soleil, nommée *photosphère*. L'absorption a lieu dans une atmosphère située au-dessus de celle-ci. Cette atmosphère, qui peut être aperçue pendant les éclipses de Soleil, apparaît colorée, d'où son nom de *chromosphère*.

Approximativement, on peut dire que la lumière continue provient d'une couche de 400 km d'épaisseur, relativement dense, et que l'absorption des raies a lieu



◀ *La chromosphère, visible seulement au début et à la fin d'une éclipse totale de Soleil, a une hauteur de 10 000 km environ; elle est le siège de très importants phénomènes, notamment les spectaculaires protubérances, dont l'illustration donne un exemple.*

dans une couche extérieure très ténue de 10 000 km d'épaisseur. En fait, la réalité est plus complexe : toutes les couches du Soleil contribuent à l'émission et à l'absorption, mais l'absorption des raies atomiques est plus intense dans les couches extérieures. Le Soleil est une sphère gazeuse dont l'opacité augmente avec la profondeur. On peut expliquer par là le contraste entre le centre et le bord : la lumière du centre solaire provient d'une couche plus profonde et donc plus chaude que celle du bord.

Les raies d'absorption les plus intenses du Soleil sont dues aux atomes de calcium, de magnésium et d'hydrogène.

Une analyse détaillée du spectre solaire montre que la matière solaire est composée d'environ 80 % d'hydrogène et 20 % d'hélium. Les autres atomes ne constituent que des sortes d'impuretés et représentent moins de 1 %. Parmi ces derniers les plus abondants sont l'oxygène, le carbone, l'azote, le soufre, le fer, le magnésium, etc. Le néon est assez abondant. Les autres éléments n'apparaissent que comme traces, mais plus de 60 éléments stables de la classification de Mendeleïev ont été découverts dans le Soleil. Depuis que le spectre a été étudié à l'aide d'engins spatiaux, cette liste a été étendue de 3 100 Å (UV) jusqu'à quelques Å (rayons X). Dans ce cas, le spectre solaire normal à raies d'absorption est remplacé par un spectre d'émission analogue au spectre des étoiles B à émission. On a ainsi détecté des atomes qui manquaient et mis en évidence des degrés d'ionisation très élevés. L'hydrogène émet une raie extrêmement intense : la raie *Lyman* α, située à 1 216 Å. La structure de cette raie est complexe, et elle montre que l'espace interplanétaire contient aussi de l'hydrogène. Signalons que l'hélium n'apparaît pas en absorption dans le spectre visible, mais seulement en émission dans les protubérances. Il a d'ailleurs été découvert sur le Soleil (du grec *hêlios*), d'où son nom.

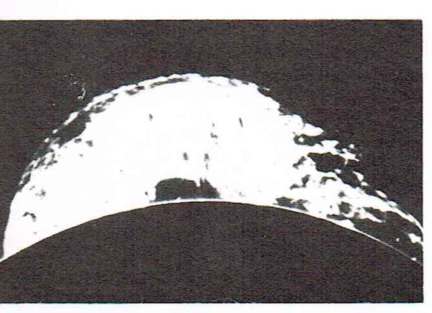
D'après son spectre, le Soleil peut être classé comme une étoile normale de la série principale et de classe spectrale G2. Comme toutes les étoiles de ce type, elle montre le spectre de quelques molécules stables, comme les molécules CH, CN et TiO.

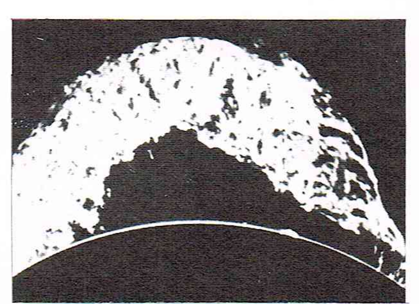
Le Soleil : une pile atomique

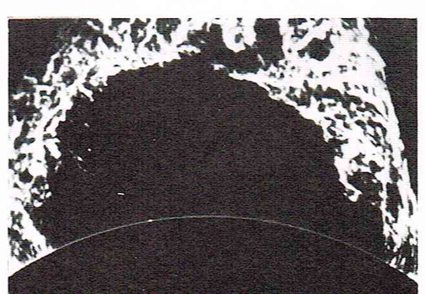
Avant de décrire les parties extérieures du Soleil, il est nécessaire d'indiquer comment est produite l'énergie solaire. La température superficielle du Soleil est, on l'a vu, de 5 800 °K; mais cette température augmente vers l'intérieur en même temps que la pression, et il est possible de calculer que la température au centre doit être de l'ordre de 14 millions de degrés et la pression de 200 milliards de bars (ou atmosphères). La masse volumique au centre est de l'ordre de 100 g/cm^3. (Ces valeurs sont incertaines et dépendent du modèle physique adopté. A titre d'exemple, un modèle récent donne les valeurs suivantes : 15 millions de degrés, 340 milliards de bars et 160 g/cm^3.)

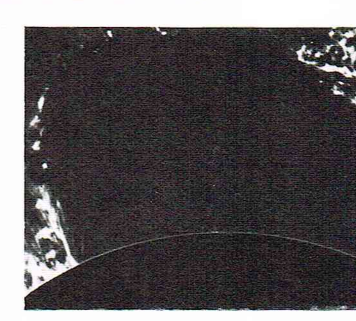
Dans ces conditions de température, les mouvements des atomes sont très violents et les chocs nombreux : les noyaux d'hydrogène peuvent réagir entre eux. La réaction la plus importante est la réaction de fusion : 4 noyaux d'hydrogène ou protons s'agglomèrent et donnent naissance à 1 noyau d'hélium. Il se trouve que la masse de ce noyau (4,001 49) est inférieure à la masse des 4 protons (4 × 1,007 27 = 4,029 08 en nouvelles unités atomiques pour lesquelles un atome de $_{12}$C = 12,000 0). La différence est transformée en énergie suivant la loi d'Einstein qui établit l'équivalence matière-énergie. Le calcul montre que toute l'énergie émise par le Soleil correspond à une consommation de 600 millions de tonnes du combustible hydrogène par seconde. Quantité considérable, certes, mais petite par rapport à la masse du Soleil, qui contient assez d'hydrogène pour pouvoir rayonner au taux actuel pendant 90 milliards d'années. Indiquons que l'âge actuel du Soleil est estimé à 5 ou 6 milliards d'années. Ces réactions thermonucléaires ne se passent qu'au centre du Soleil et l'énergie émise est formée essentiellement

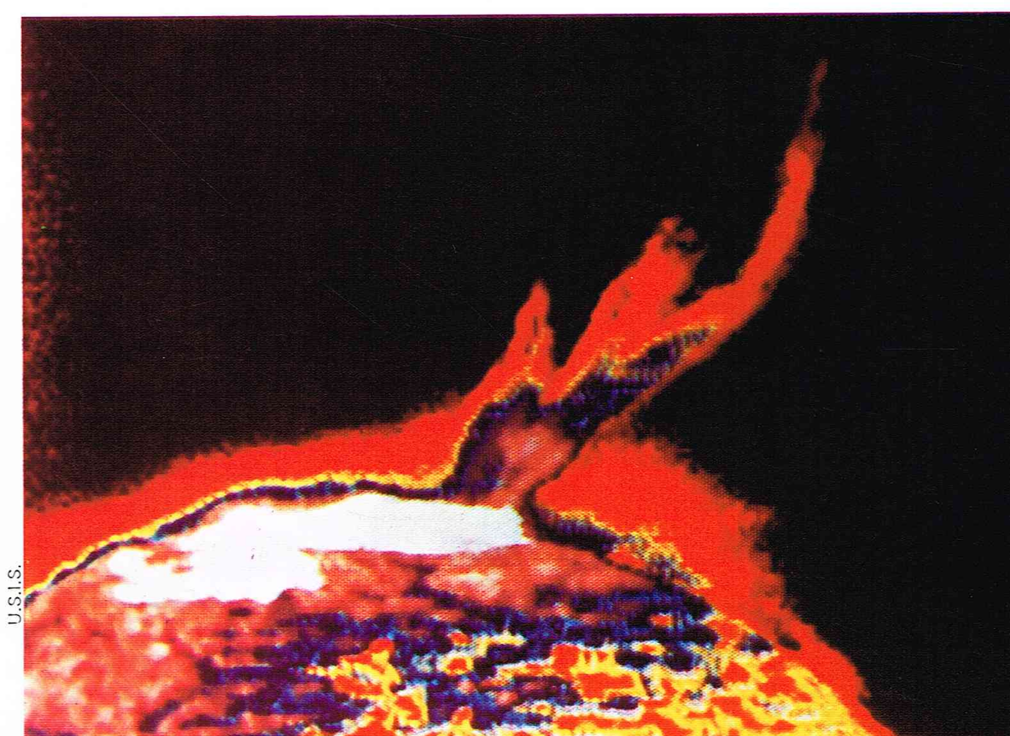
▼ *Ces quatre photographies montrent l'évolution de l'imposante protubérance solaire du 4 juin 1946; il s'est écoulé, entre les première et quatrième photographies, exactement une heure (Observatoire de Yerkes).*



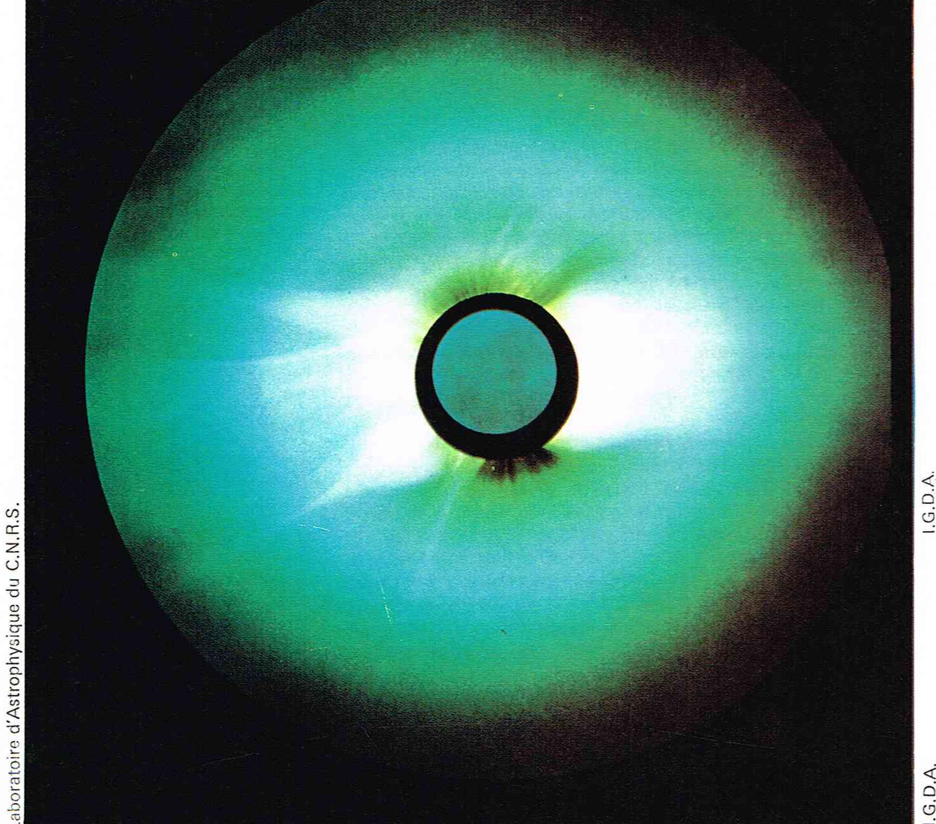


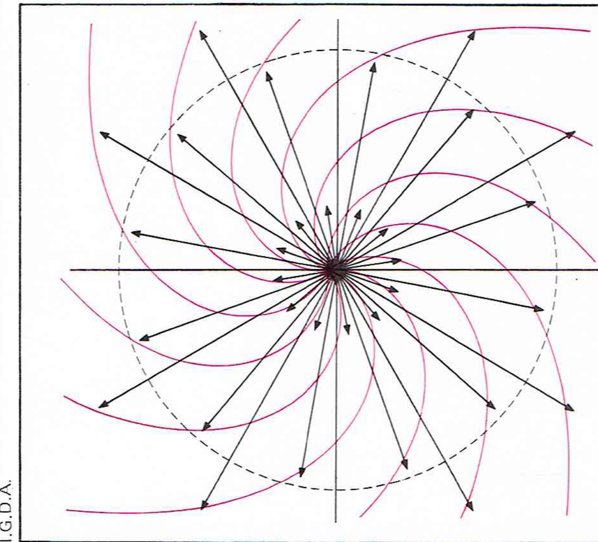


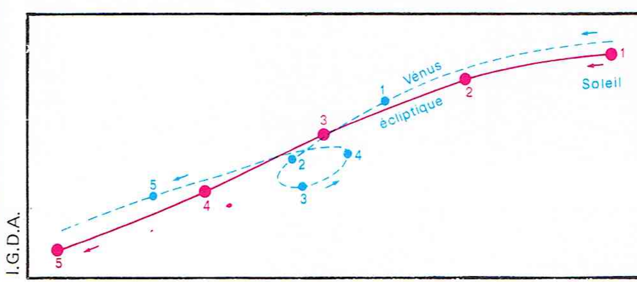




U.S.I.S.


Laboratoire d'Astrophysique du C.N.R.S.


I.G.D.A.



I.G.D.A.

▲ *Ci-dessus, photographie de la couronne solaire observée à Moussoro (Tchad) pendant l'éclipse totale de Soleil, le 30 juin 1973 à 12 h 14 mn T.U. (observateurs : J. Fagot et S. Koutchmy).*

de rayonnement γ et X comme celui des bombes atomiques à hydrogène. Heureusement, les couches extérieures du Soleil nous protègent de ce rayonnement par un procédé de transfert que nous comprenons bien : l'énergie est transformée en un rayonnement lumineux qui nous est bénéfique.

La couronne solaire

Pendant les éclipses de Soleil, la Lune cache complètement celui-ci de sorte que nous avons la possibilité de voir, sans être éblouis, les parties externes du Soleil. On constate que le Soleil est entouré d'une sorte de couronne de lumière blanche parcourue de jets et comprenant souvent des arcs. Cette couronne est circulaire et étendue pendant les maximums d'activité solaire; elle est, au contraire, plus petite et aplatie vers les pôles aux minimums. Sa brillance ne représente qu'un millionième de celle du Soleil; c'est pourquoi on ne peut l'observer, en dehors des éclipses, qu'avec le coronographe conçu par B. Lyot.

Le spectre de la couronne est assez compliqué. On l'explique en supposant que celle-ci contient des poussières qui diffusent la lumière solaire sans la transformer; elle contient aussi des électrons à grandes vitesses diffusant la lumière solaire, mais en rendant floues les raies d'absorption solaires. La couronne de poussières est quelquefois nommée *couronne F,* celle des électrons *couronne K.* Il existe, enfin, des atomes émettant des raies qui ont été très longtemps mystérieuses. Nous savons maintenant, grâce au physicien suédois B. Edlen, qu'il s'agit d'atomes de fer, de nickel, etc., qui ont perdu un nombre considérable d'électrons (entre dix et vingt). Ces raies ne peuvent être observées au laboratoire : d'une part, il serait difficile d'arracher de tels nombres d'électrons de ces atomes stables, d'autre part, ces raies ne peuvent être émises que dans un vide très poussé. C'est pour cette raison qu'elles sont dites *raies interdites* (sous-entendu dans les conditions normales du laboratoire).

Tous ces phénomènes s'expliquent si l'on admet que la couronne solaire est formée de matière très diluée mais dont l'agitation thermique correspond à une température de l'ordre de 1 à 2 millions de degrés. On ne comprend pas encore bien quel est le mécanisme qui alimente cette agitation. Il est toutefois certain qu'elle vient du Soleil.

Cette nature de la couronne a été confirmée par la mise en évidence du rayonnement radioélectrique du Soleil. En période normale, ou calme, l'émission hertzienne du Soleil est assez faible; elle se produit dans le plasma de la couronne solaire par l'émission de freinage des électrons. Le Soleil radioélectrique a un diamètre nettement plus grand que le Soleil visible : pour les radioastronomes, le Soleil est représenté par la couronne solaire. De temps en temps, on observe des émissions de courte durée mais qui peuvent être mille fois plus intenses que le Soleil calme. Ces émissions ou sursauts se forment au-dessus des taches solaires; celles-ci fonctionnent comme des émetteurs radioélectriques. Enfin, les grands sursauts, encore mille fois plus intenses, correspondent à de l'éjection de matière à des vitesses de l'ordre de 1 000 km/s. Ces jets de matière excitent la couronne. On sait aujourd'hui que le rayonnement radio provient d'une couche d'autant plus profonde que sa longueur d'onde est plus petite. Il est donc possible de suivre les jets de matière dans leur ascension dans l'atmosphère solaire. Ils seront d'abord détectés par les ondes courtes, puis par des rayonnements ayant des longueurs d'onde de plus en plus grandes. La matière éjectée pénètre ensuite dans l'espace interplanétaire et peut parvenir à la Terre. Elle produit alors de nombreuses perturbations, notamment des aurores polaires.

En plus de ces émissions sporadiques et très dangereuses pour les astronautes, il existe une émission continuelle de matière soufflée par le Soleil. Cette émission constitue le *vent solaire.* Il a été mis en évidence par les sondes spatiales. Si notre atmosphère nous protège de ce vent, la Lune, en revanche, est bombardée continuellement. Le vent solaire a aussi une grande action sur les comètes.

Grâce à la recherche spatiale, on a pu suivre la couronne jusqu'à une distance de plusieurs rayons solaires; on pense que la lumière zodiacale en est une extension. Les observations effectuées à bord des vaisseaux Apollo et Skylab ont aussi permis de trouver des sources de rayons X situées dans la couronne et s'expliquant par l'interaction entre le plasma, à 2 millions de degrés, et les jets de matière. Pendant les périodes de grande activité, les émissions de rayons X peuvent être considérables. On observe alors également le spectre d'atomes de fer, de nickel, etc., ayant perdu jusqu'à trente électrons.

LE SYSTÈME SOLAIRE

Autour du Soleil gravitent un certain nombre d'astres et d'objets plus petits : d'abord, les neuf planètes et leurs satellites, puis les petites planètes qui circulent entre Mars et Jupiter. Les comètes, plus ou moins brillantes, décrivent des orbites diverses. Enfin, nous savons que de nombreuses météorites, des poussières, des molécules et des atomes peuplent l'espace interplanétaire. Ce sont les lois de la gravitation qui gouvernent les mouvements de ce système, mais nous savons aujourd'hui que ces forces ne sont pas les seules : les rayons cosmiques, le vent solaire, les champs magnétiques ont aussi une influence, en général extrêmement petite, sinon négligeable.

Quels sont les confins du système solaire ? Est-ce l'orbite de Pluton ou une planète transplutonienne (planète X) ? Les astronomes pensent qu'il existe une *ceinture de petits corps célestes* se trouvant entre 10 000 et 100 000 unités astronomiques, à peu près à mi-chemin entre le Soleil et l'étoile la plus voisine, Proxima Centauri. La nature de cette ceinture est fort discutée ; selon les uns, sa masse serait des milliers de fois supérieure à celles des autres planètes, alors que pour d'autres, la masse ne serait que de l'ordre de celle de la Terre. Quoi qu'il en soit, on pense que la ceinture est le réservoir des comètes.

La description générale des planètes

Les planètes sont au nombre de neuf. Leurs distances au Soleil varient de 0,4 à 40 unités astronomiques (de 60 à 60 000 millions de kilomètres). La répartition de ces planètes ne s'est pas faite au hasard : les plans de leurs orbites sont presque confondus. L'orbite la plus inclinée, celle de Mercure, a seulement une inclinaison de 7° par rapport à l'écliptique, mais comme elle est très proche du Soleil, on peut dire que le système des planètes est un système très plat ; les excentricités des orbites sont petites, sauf pour Mercure (0,205) et surtout pour Pluton (0,249). La plupart des satellites de planètes ont aussi des orbites parallèles à l'écliptique.

Il existe, entre les dimensions des orbites, une relation empirique décrite par la *loi de Titius-Bode*. Ajoutons au demi grand axe de l'orbite de Mercure, qui est de 0,4 unité astronomique, successivement les nombres obtenus en multipliant 0,3 par 1, puis 2, 4, 8, 16... Les résultats ainsi obtenus sont en excellent accord avec les valeurs observées. Cependant, il manque une planète pour la valeur 8, c'est-à-dire pour 2,8 unités astronomiques, et la valeur 38,8 ne correspond pas à Neptune mais à Pluton. Cette relation est inexpliquée, mais très intéressante car elle a été établie avant la découverte des petites planètes dont la plus brillante, Cérès, a une orbite ayant un demi grand axe de 2,77 correspondant à la lacune de 2,8.

Malgré de nombreuses recherches, on n'a pas découvert de planète plus proche que Mercure, bien qu'on ait déjà donné un nom (Vulcain) ! On n'a pas non plus découvert de planète transplutonienne ; la planète X, annoncée récemment, n'a pas été confirmée.

Les conditions d'observation des planètes

Les conditions d'observation des planètes à partir de la Terre varient suivant la position relative du Soleil, de la Terre et de la planète. C'est pour cette raison qu'elles peuvent être classées, selon qu'elles ont une orbite située à l'intérieur ou à l'extérieur de celle de la Terre, en planètes inférieures ou internes (Mercure et Vénus) et en planètes supérieures ou externes (de Mars à Pluton).

Pour simplifier l'exposé, on supposera que les orbites de planètes sont circulaires et confondues avec le plan de l'écliptique. Cette approximation est suffisante, sauf dans le cas de Mars. Rappelons que toutes les planètes, y compris la Terre, tournent dans le même sens.

Deux configurations sont très importantes : ce sont celles où le Soleil, la Terre et la planète observée sont alignés. On nomme *conjonction héliocentrique* le cas où, vues du Soleil, la Terre et la planète sont situées du même côté, et *opposition héliocentrique* le cas où ces deux planètes sont situées de part et d'autre du Soleil.

Prenons, pour simplifier, le cas de Jupiter, dont la période de révolution est de douze ans. Après une révolution d'un an, lorsque la Terre aura repris sa position initiale, Jupiter aura accompli un certain parcours. Pour rattraper la planète et être en conjonction, il faudra à la Terre un certain temps. Le temps qui sépare ces deux conjonctions successives porte le nom de *révolution synodique ;* celle-ci a une importance considérable pour la périodicité des conditions d'observation de la planète. Dans le cas présent, on voit que l'ordre de grandeur de cette révolution synodique est de 1 an 30 jours ; le calcul exact se fait par la formule :

$$\frac{1}{S} = \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}$$

où S est la révolution synodique de la planète de période T, et T_0 est la période de la Terre. On trouve ainsi S = 398,9 jours.

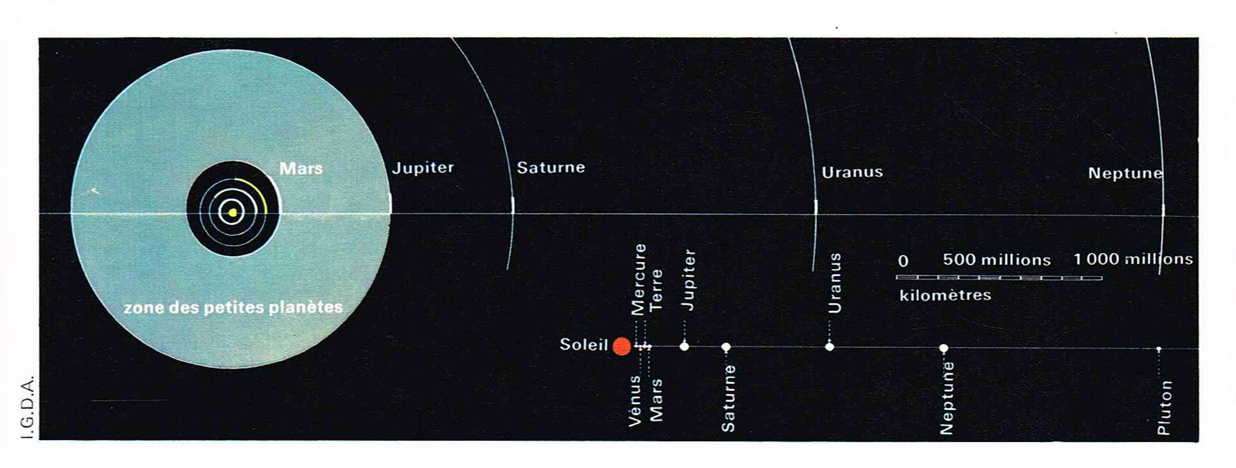
Entre la conjonction et l'opposition héliocentriques s'écoule naturellement une demi-révolution synodique.

Le mouvement apparent des planètes inférieures

Considérons d'abord le cas des deux planètes inférieures, Mercure et Vénus. On a l'habitude de repérer la position de ces deux planètes par rapport au Soleil. Repartons de la conjonction héliocentrique. Dans ce cas, la planète est exactement dans la direction du Soleil, mais plus proche de nous que celui-ci. On dit que la planète est en *conjonction géocentrique inférieure.* Si, comme nous l'avons supposé, le plan de l'orbite est confondu avec l'écliptique, la planète se détache sur le Soleil et cela se répétera à chaque révolution synodique. En fait, il n'en est rien car les deux orbites de Mercure et Vénus sont inclinées sur l'écliptique et le passage sur le Soleil n'a lieu que lorsque la planète est, aussi, près de la ligne d'intersection des plans déterminés par l'écliptique et l'orbite de la planète. Il est possible d'établir des périodicités pour ces retours. On remarquera qu'il s'agit de la recherche d'intervalles de temps qui sont à la fois des multiples de S et de T.

Indiquons les dates des derniers passages. Pour Mercure, les passages ont eu lieu en novembre 1940, 1953, 1960 et 1973 et en mai 1957 et 1970 ; ils se répéteront sensiblement 46 ans plus tard. Les prochains passages se produiront en novembre 1986, 1993 et 1999, mais les deux derniers passages auront lieu au bord extrême du Soleil. Les passages de mai 2003 et 2016 seront mieux placés. Pour Vénus, les passages sont plus rares ; les derniers ont eu lieu en juin 1761 et 1769 et en décembre

◀ *Page ci-contre, à droite, en haut, figuration schématique du vent solaire. Les flèches représentent les trajectoires des particules du vent solaire ; les lignes de force du champ magnétique sortant de la surface du Soleil ont des trajets en spirale à cause de la rotation du Soleil. La circonférence en tireté représente l'orbite de la Terre. En bas, dans le cas d'une planète inférieure (Vénus sur ce schéma), les stations et les rétrogradations peuvent donner lieu à une boucle apparente.*



◀ *Le système solaire : autour du Soleil (en rouge), sont tracées, dans l'ordre, les orbites de Mercure, de Vénus et de la Terre (en jaune), puis de Mars, Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune ; on a indiqué, sur les orbites de chaque planète, le trajet parcouru durant une révolution complète de Mercure.*

1874 et 1882, et les prochains auront lieu en juin 2004 et 2012; la périodicité est de 243 ans. Ces passages ne sont plus que des curiosités astronomiques, mais leur observation a eu une importance considérable.

Au moment de la conjonction inférieure, la distance Terre-planète est minimale et la planète a un diamètre angulaire maximal. La planète tourne vers la Terre sa face non éclairée; elle n'est donc pas visible. A cause du mouvement relatif de la Terre et de la planète, celle-ci se déplace vers l'ouest et sa direction s'éloigne de celle du Soleil. Elle se lève donc avant le Soleil : c'est une étoile du matin. Observée avec une lunette, elle apparaît comme un fin croissant. Elle s'éloigne de plus en plus du Soleil; le croissant devient de moins en moins fin et le diamètre apparent de la planète diminue. Néanmoins, l'éclat augmente car la surface visible est plus grande. Ces phénomènes continuent jusqu'à ce que l'angle entre la direction du Soleil et celle de la Terre vue de la planète soit de 90°. A ce moment, la planète est à sa plus grande distance angulaire du Soleil : on dit qu'elle est à l'*élongation*. La planète est exactement éclairée à moitié, comme la Lune au dernier quartier. A partir de ce moment, la position apparente de la planète se rapprochera du Soleil, et son éclat diminuera. Elle passera ensuite derrière le Soleil : ce sera la *conjonction supérieure;* son diamètre angulaire sera minimal. Elle réapparaîtra quelques jours plus tard comme étoile du soir, elle s'éloignera jusqu'à l'élongation orientale, et, une révolution synodique après le début de notre description, elle sera de nouveau en conjonction inférieure.

Nous indiquerons la succession de ces événements en deux tableaux : l'un relatif à Mercure, l'autre à Vénus.

▼ ***Ci-dessous, tableau et schéma du mouvement de Mercure; en bas, ceux de Vénus.***

MERCURE

	Conjonction inférieure CI	Elongation occidentale EW	Conjonction supérieure CS	Elongation orientale EE	Conjonction inférieure CI
Époques en jours	0	21,6	58,0	94,3	115,9
Diamètre apparent	11"	7"	5"	7"	11"
Magnitude	+2,8	−0,3	−1,7	−0,3	+2,8

CI EW CS EE CI

Richard Colin

VENUS

	Conjonction inférieure CI		Elongation occidentale EW	Conjonction supérieure CS	Elongation orientale EE		Conjonction inférieure CI
Époques (en jours)	0		71	292	513		584
Diamètre apparent	61"		25"	10"	25"		61"
Magnitude	−3,0	−4,3	−4,0	−3,5	−4,0	−4,3	−3,0
Epoque maximum d'éclat (en jours)		36				548	

CI EW CS EE CI

maximum d'éclat

Richard Colin

Le mouvement apparent des planètes supérieures

Décrivons par exemple le cas de Jupiter dont l'orbite est sensiblement circulaire et peu inclinée sur l'écliptique. Commençons encore l'étude au moment de la conjonction héliocentrique. La Terre est située entre le Soleil et Jupiter; il s'agit donc d'une *opposition géocentrique* et la distance Terre-planète est minimale, son diamètre angulaire maximal. La planète nous montre la face éclairée et passe au méridien à minuit. Les conditions d'observation sont les meilleures. Dans le cas de Jupiter, le diamètre angulaire est de 47″ et la magnitude, qui est une échelle de brillance que nous définirons plus loin, est de — 2,4. Cette planète est plus brillante que Sirius. Comme la vitesse sur son orbite (13,2 km/s) est plus petite que celle de la Terre (30 km/s), le mouvement relatif la déplace vers l'ouest. Ce mouvement, rétrograde par rapport aux étoiles, continue pendant un certain temps (60 jours dans le cas de Jupiter); puis elle s'immobilise par rapport aux étoiles : elle est « stationnaire ». Le mouvement reprend ensuite vers l'est; quelques jours plus tard, sa direction est située à 90° de celle du Soleil (87 jours après l'opposition dans le cas de Jupiter). La planète présente alors une petite phase : elle est « gibeuse »; cet effet, peu sensible pour Jupiter, est par contre très apparent pour Mars. Après une demi-révolution synodique, la planète disparaît derrière le Soleil; sa distance à la Terre est maximale et son diamètre minimal (pour Jupiter le diamètre angulaire est de 31″, et la magnitude — 1,6). La planète réapparaît à l'ouest du Soleil comme étoile du matin de mieux en mieux visible; elle se déplace en sens direct jusqu'à la station, suivie d'un mouvement rétrograde jusqu'au-delà de l'opposition. Ce mouvement de la planète par rapport aux étoiles est très grand; dans le cas de Jupiter, l'arc de rétrogradation mesure 10°. Naturellement dans la réalité, il faut tenir compte de l'inclinaison de l'orbite. De ce fait, la planète décrit des arcs non superposés qui peuvent se boucler.

Dans le cas de Mars, l'excentricité de l'orbite est considérable et les oppositions qui se suivent sont très différentes. Les oppositions qui ont lieu lorsque la planète est au périhélie sont les plus intéressantes. Ce fut le cas de celles de 1956, 1971 et ce sera aussi le cas de celles de 1986 et 1988. Pour ces oppositions, l'image de la planète sera assez grande, de l'ordre de 27″ (magnitude — 3,1). A ces oppositions, la planète est bien visible dans l'hémisphère austral. Aux oppositions de 1965, 1968 et 1975 la planète était à une distance beaucoup plus grande. Ce sera également le cas des oppositions de 1978, 1980 et 1982. La planète a alors un diamètre de l'ordre de 15″ et une magnitude entre — 1 et — 2. Les prochaines oppositions favorables auront lieu en juillet 1986 et septembre 1988. La planète, bien observable dans l'hémisphère austral, aura un diamètre de l'ordre de 25″ et une magnitude de — 3. L'opposition de 1984 n'est pas encore très favorable.

Les caractéristiques physiques des planètes

L'observation permet de déterminer le diamètre des planètes par la mesure de leur diamètre apparent. Pour les planètes qui ont des satellites, c'est-à-dire toutes sauf Mercure et Vénus, on détermine également les masses. Pour ces deux planètes, les masses, mal connues jusqu'en 1974, ont été précisées par les recherches spatiales. Nous connaissons donc actuellement les rayons, masses et densités de toutes les planètes.

Les planètes terrestres et les planètes géantes

Les planètes du système solaire sont si différentes qu'on les classe en trois familles : les planètes terrestres, les planètes géantes et les petites planètes, ou astéroïdes.

Les *planètes terrestres* (Mercure, Vénus, la Terre et Mars) sont petites; elles tournent relativement lentement et ne présentent pas d'importantes sources internes de chaleur; par ailleurs, elles tournent comme des solides et sont accompagnées ou non par quelques satellites. En outre, elles diffèrent considérablement les unes des autres. La Terre est la seule qui possède de grandes étendues d'eau et de l'oxygène atmosphérique.

Les *planètes géantes* (Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune) sont semblables (densité et composition) au Soleil.

Les *petites planètes,* ou *astéroïdes,* minuscules et très nombreuses, circulent entre Mars et Jupiter.

Pluton est une planète peu connue et assez différente des autres astres du système solaire.

L'observation des planètes

Rappelons encore les difficultés d'observation de ces astres. Avant l'ère spatiale, si on excepte la Lune, les détails que nous pouvions voir ou photographier sur les planètes étaient extrêmement grossiers. Dans les meilleures conditions, on pouvait voir des détails de l'ordre de 50 à 100 km sur Mars et de 1 000 km sur Jupiter.

Les planètes ne sont pas lumineuses par elles-mêmes : la lumière qu'elles diffusent est de la lumière solaire réfléchie. En fait, le phénomène est plus compliqué. L'énergie rayonnée par le Soleil est surtout du rayonnement lumineux, avec un maximum d'énergie situé dans le vert. A la distance où est la Terre, le rayonnement reçu est de 2 cal/mn/cm^2 ou 1,4 million d'ergs/s/cm^2. Une partie de ce rayonnement est renvoyée par la planète (par son atmosphère ou la surface de son sol). On nomme *albédo* (A) cette proportion; c'est donc un nombre compris entre 1 et 0 et qui, nous le verrons, est beaucoup plus grand pour les planètes qui ont des atmosphères. Pour la Lune et Mercure, l'albédo est 0,06; pour la Terre, Jupiter et Saturne, il est compris entre 0,4 et 0,8. La partie absorbée vaut (1 — A), et c'est cette énergie qui réchauffe l'atmosphère et le sol de la planète ou du satellite. Les lois de la physique permettent de calculer la température d'équilibre. L'énergie reçue pour une même surface de la planète est inversement proportionnelle au carré de la distance au Soleil. Par contre, la quantité rayonnée (dans l'infrarouge) est proportionnelle à la température absolue élevée à la puissance 4 : T^4.

De ces deux lois il résulte que la température d'une planète est inversement proportionnelle à la racine carrée de la distance de la planète au Soleil, c'est-à-dire que $T = \frac{K}{\sqrt{a}}$ (où K est une constante de proportionnalité qui vaut environ 290).

Comme la température d'équilibre de la Terre est de 290 °K (c'est-à-dire 17 °C), une planète, située à la distance de 4 unités astronomiques, aura une température deux fois plus petite, c'est-à-dire égale à 145 °K ou — 128 °C. On trouve ainsi les températures suivantes : + 185 °C pour Mercure, — 146 °C pour Jupiter et — 227 °C pour Pluton. Dans ces calculs, on n'a pas tenu compte de l'albédo de ces planètes, qui est différent de celui de la Terre. On a aussi admis qu'il n'y a pas de source d'énergie dans la planète, ce qui, on le sait depuis peu de temps, n'est pas vrai pour Jupiter.

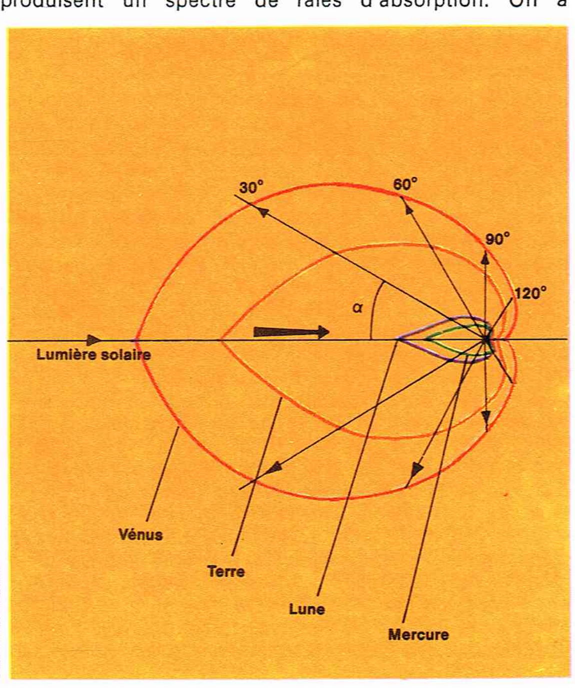
La spectrographie permet de compléter ces résultats. Nous avons vu que la lumière de la planète est de la lumière solaire diffusée, mais elle traverse nécessairement deux fois une certaine épaisseur de l'atmosphère planétaire; dans ces conditions, les molécules gazeuses produisent un spectre de raies d'absorption. On a ainsi pu identifier de nombreuses molécules et donc analyser l'atmosphère d'un certain nombre de planètes et de satellites. Nous examinerons ces résultats pour chacune des planètes. Naturellement, il faut éliminer les raies dues à l'atmosphère terrestre.

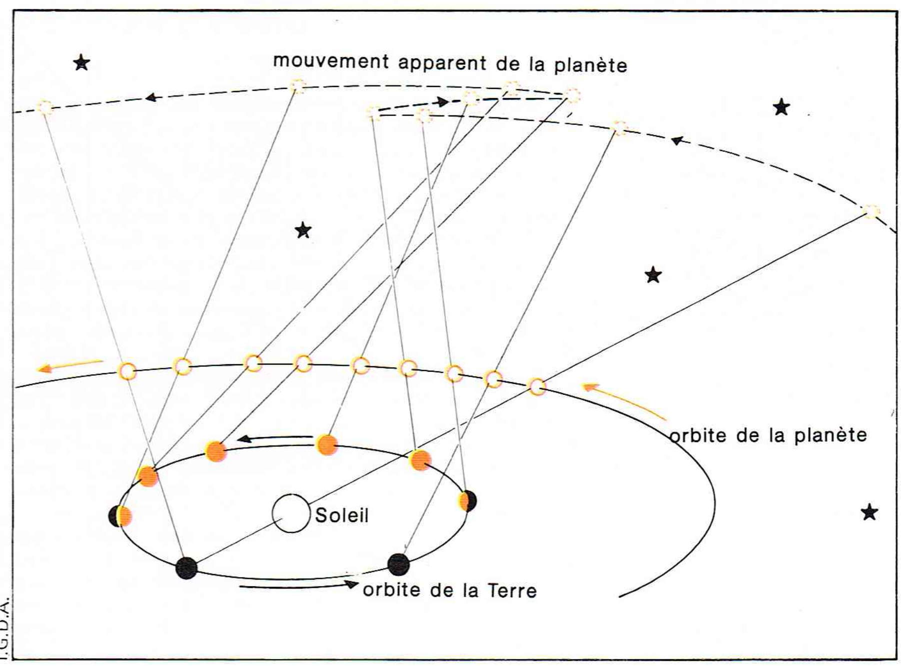
L'atmosphère des planètes

La physique nous apprend que la température d'un objet est due à l'agitation de ses molécules pour les gaz, et à la vibration des atomes pour les solides. Un gaz est constitué par un nombre très grand de molécules qui s'entrechoquent de façon permanente; toute son énergie est représentée par la somme des énergies vives des molécules qui le forment. La loi des gaz parfaits permet de calculer les vitesses de ces molécules. On montre que cette vitesse croît avec la température du gaz et qu'elle est d'autant plus grande que la molécule est plus petite (plus précisément V est proportionnelle à $\sqrt{\frac{T}{m}}$). A la température ambiante (300 °K), une molécule d'oxygène, qui a une masse de 32, a une vitesse de 500 m/s. Une molécule d'hydrogène, de masse 2, a une vitesse quatre fois plus grande (2 km/s). Mais à une température de 1 200 °K, toutes ces valeurs sont multipliées par 2.

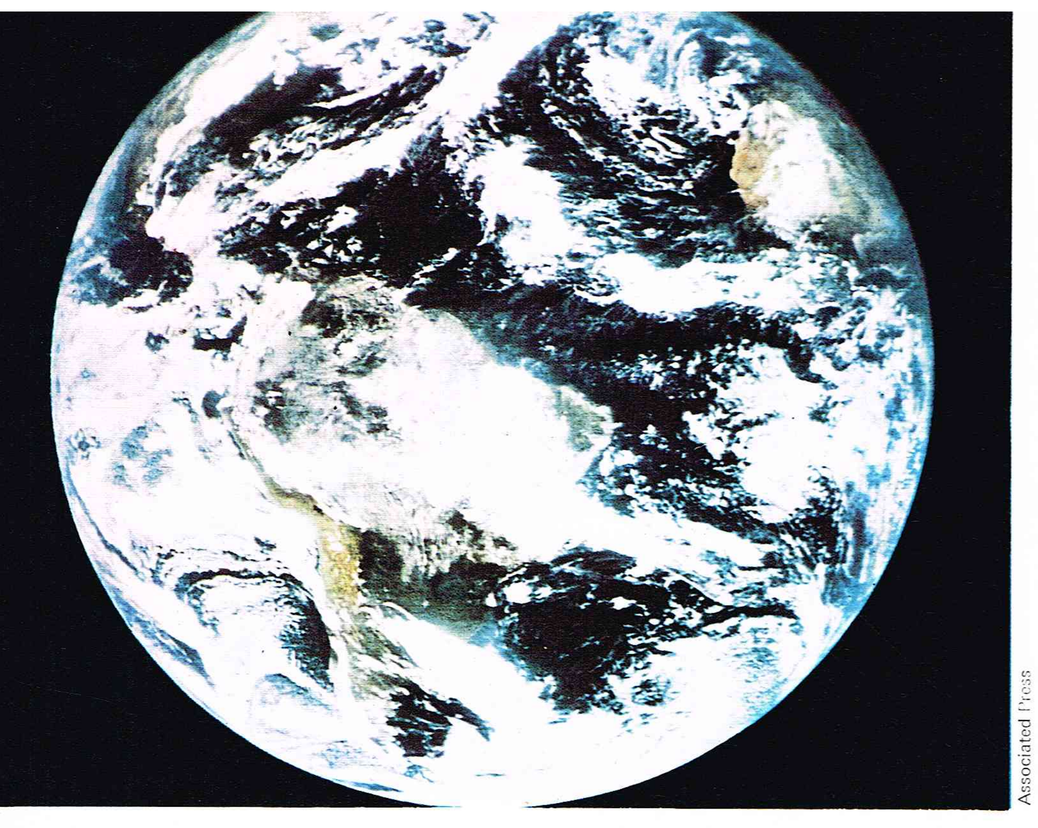
Ces vitesses sont considérables, et le choc des molécules sur des parois constitue la pression. C'est aussi en raison de la valeur importante de cette vitesse que les atmosphères des planètes peuvent s'évaporer. Nous avons vu qu'un mobile lancé à la surface d'une planète avec une vitesse supérieure à la vitesse parabolique s'éloigne définitivement. Pour la Terre, cette vitesse est de 11,2 km/s. Elle est beaucoup plus grande que la vitesse des molécules gazeuses de notre atmosphère, de sorte que l'atmosphère de la Terre est stable. Mais on comprend que la Lune n'ait pas d'atmosphère : en effet, la vitesse d'évasion de la Lune est beaucoup plus petite (2,4 km/s) et donc encore nettement supérieure aux vitesses des molécules à la température de 300 °K. L'atmosphère devrait être stable; mais les vitesses d'agitation que nous avons données ne sont que des vitesses moyennes; de nombreuses molécules peuvent dépasser cette vitesse moyenne, et donc dépasser la vitesse d'évasion et s'échapper.

Il résulte de ces faits que les planètes volumineuses et froides doivent avoir une atmosphère : c'est le cas de Jupiter et de Saturne. Les planètes ou satellites petits et chauds, c'est-à-dire proches du Soleil, ont perdu leurs atmosphères : c'est le cas de la Lune et de Mercure. D'après la masse d'une planète et sa distance au Soleil, un calcul permet de déterminer assez nettement si une planète a une atmosphère. On trouve ainsi que Vénus doit avoir une atmosphère; par contre, le cas de Mars est douteux. L'observation confirme ces résultats, montrant ainsi que l'explication est bonne.

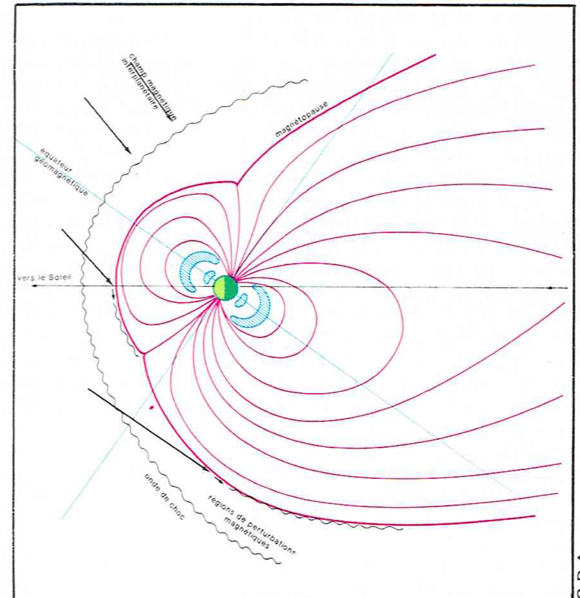




▼ A gauche, fonction de phase. Lumière diffusée par une planète, ou la Lune, dans la direction formant l'angle α avec la direction du Soleil. Remarquer la grande différence entre Vénus qui réfléchit 60 % de la lumière pour α = 0 et la Lune qui ne réfléchit que 11 %. A droite, par suite de la combinaison des mouvements de révolution de la Terre et d'une planète supérieure, le mouvement de cette dernière par rapport aux étoiles fixes n'est pas toujours direct, mais à certaines époques la planète s'arrête (stations) ou son mouvement peut même s'inverser (rétrogradations).



Associated Press



▲ *A gauche, la Terre photographiée par le satellite américain « ATS 111 », le 10 novembre 1967, à une altitude d'environ 37 000 km. On peut voir l'Amérique du Sud, des parties de l'Amérique du Nord, de l'Afrique, de l'Europe et du Groenland; l'Antarctique est couvert de nuages.*

▶ *A droite, en haut, représentation schématique de la magnétosphère terrestre. Le champ magnétique terrestre est limité vers l'extérieur par le vent solaire (ligne renforcée). Les lignes plus fines représentent les lignes de force du champ magnétique terrestre. La ligne ondulée représente le front de l'onde de choc du vent solaire avec le champ magnétique terrestre. On observera que le champ terrestre est symétrique par rapport au plan de l'équateur magnétique terrestre dans la partie interne, alors que dans la partie externe, l'influence du vent solaire tend à le rendre symétrique par rapport au plan de l'orbite de la Terre. Les zones hachurées en bleu représentent les ceintures de Van Allen.*

La Terre

Nous commencerons l'étude du système solaire par une brève description de la planète où nous vivons et par son satellite naturel, la Lune.

La Terre, comme les autres planètes, parcourt depuis des milliards d'années son orbite autour du Soleil, et continuera, selon toute vraisemblance, à le faire pendant des milliards d'années encore, sans changements appréciables. C'est le Soleil, mille fois plus lourd que toutes les planètes réunies, qui retient celles-ci comme prisonnières et régit tout le système solaire. S'il existait une autre étoile voisine, c'est-à-dire si le Soleil appartenait à un système binaire, ou si les planètes avaient des masses beaucoup plus importantes, les orbites des planètes subiraient de continuelles variations, et la vie telle que nous la connaissons sur la Terre serait difficile à imaginer. En effet, chaque planète passerait tantôt trop près, tantôt trop loin du Soleil. Les variations de température seraient considérables et il n'y aurait pas de succession régulière de saisons.

La forme de la Terre et le champ magnétique

Nous avons déjà décrit la forme de la Terre, son aplatissement, ses petites bosses supplémentaires. L'aplatissement général est expliqué par la rotation mais nous ne connaissons pas la raison des petites déformations. L'intérieur de la Terre, sans être totalement rigide, serait légèrement plastique.

La Terre possède un champ magnétique qui, à sa surface, varie beaucoup d'un point à l'autre du globe. En première approximation, il peut être décrit par un dipôle magnétique situé à l'intérieur de la planète. L'axe de ce dipôle perce la Terre près du pôle Nord au point de latitude 78°,5 et de longitude 69° O. A ce champ se superpose un champ complémentaire non symétrique; les pôles magnétiques Nord et Sud réels ne sont donc pas exactement opposés. Loin de la Terre, c'est le champ du dipôle qui prédomine. Son intensité varie peu avec l'altitude. Il vaut 0,45 gauss au sol.

L'axe de symétrie du champ géomagnétique n'est par conséquent pas confondu avec l'axe de rotation de la Terre.

Le champ magnétique terrestre n'est pas constant mais varie avec le temps de deux façons. On observe une fluctuation lente et graduelle, la *variation séculaire,* qui provient probablement de modifications survenant à l'intérieur de la Terre; et une *fluctuation rapide,* qui dure quelques heures ou quelques jours et qui est d'origine solaire.

Il est maintenant certain que le champ magnétique terrestre a souvent changé de sens au cours des temps préhistoriques. Les pôles avaient alors sensiblement les positions actuelles, mais le pôle situé dans la terre de Baffin était alternativement un pôle Sud et un pôle Nord.

CONSTITUANTS PERMANENTS	
Constituant	% en volume
Azote (N_2)	78,110 ± 0,004
Oxygène (O_2)	10,953 ± 0,001
Argon (Ar)	0,934 ± 0,001
Néon (Ne)	(18,18 ± 0,04) .10^{-4}
Hélium (He)	(5,24 ± 0,004).10^{-4}
Krypton (Kr)	(1,14 ± 0,01) .10^{-4}
Xénon (Xe)	(0,087 ± 0,001).10^{-4}
Hydrogène (H_2)	0,5.10^{-4}
Méthane (CH_3)	2.10^{-4}
Oxyde azoteux (N_2O)	(0,5 ± 0,1).10^{-4}

CONSTITUANTS VARIABLES	
Constituant	% en volume
Eau (H_2O)	de 0 à 7
Anhydride carbonique (CO_2)	de 0,01 à 0,1
Ozone (O_3)	de 0 à 0,01
Anhydride sulfureux (SO_2)	de 0 à 0,0001
Peroxyde d'azote (NO_2)	traces

On supposait naguère que le champ magnétique, comme le champ de gravitation, s'étendait indéfiniment dans l'espace en diminuant d'intensité graduellement avec la distance. S. Chapman et V.C.A. Ferraro suggérèrent, en 1931, que, pendant les fortes variations ou tempêtes magnétiques, des nuages de particules chargées provenant du Soleil pouvaient entourer la Terre et enfermer le champ magnétique de la Terre dans une enveloppe. On a découvert ensuite que ce phénomène n'est pas occasionnel, mais constant, du fait que le Soleil émet continuellement un plasma, nommé vent solaire, doué de propriétés magnétiques. Il en résulte que du côté éclairé de la Terre, le champ magnétique est limité à la distance de 10 rayons terrestres, soit environ 64 000 km. Du côté non éclairé, il s'étend comme la queue d'une comète, à une distance considérable qui dépasse l'orbite de la Lune. Cette région a reçu les noms de *magnétosphère* ou de *cavité géomagnétique*. En fait, la magnétosphère est encore un peu plus complexe. Le vent solaire, qui a des vitesses de 350 à 700 km/s, perturbe, quand il l'atteint, la zone extrême de la magnétosphère, en provoquant une sorte de ressac.

Nous pouvons donc distinguer trois régions : l'espace interplanétaire, où le champ est relativement stable, une zone de transition, où existe une turbulence magnétique créée par l'interaction entre le vent solaire et la magnétosphère, et, enfin, la cavité géomagnétique. De plus, on observe à l'intérieur de la magnétosphère deux ceintures de radiations, découvertes par Van Allen grâce aux renseignements donnés par les fusées puis les satellites. Le champ magnétique terrestre agit comme une sorte de piège magnétique pour les rayons cosmiques et les particules chargées qu'expulse le Soleil, et il les capte dans deux zones, où elles se maintiennent longtemps avant de se décharger pour créer des aurores polaires.

La ceinture interne est située à une altitude moyenne de 3 000 km au-dessus de l'équateur géomagnétique. La ceinture externe, beaucoup plus grande, a une altitude de 18 000 km et enveloppe presque complètement la Terre, il subsiste deux larges couloirs situés aux pôles magnétiques terrestres.

L'atmosphère de la Terre

La Terre est entourée d'une atmosphère qui a une importance capitale pour le développement de la vie. Nous avons vu pourquoi cette atmosphère est stable. Elle ne constitue qu'un millionième de la masse terrestre. Néanmoins, elle a une masse de 5,3 · 10^{15} tonnes. Elle est surtout composée d'azote (78 % en volume), d'oxygène (20,9 %) et d'argon (0,9 %). Les autres composants, plus rares, sont la vapeur d'eau dont la proportion est variable, le gaz carbonique (0,1 %), puis, par ordre d'abondance, les autres gaz rares : le néon, l'hélium, le krypton et le xénon. On observe aussi des traces d'hydrogène et d'autres éléments; on constate aussi des quantités variables de poussières et des molécules organiques. La pression normale au sol est de 760 mm de mercure ou 1 013 millibars. La pression diminue sensiblement selon une loi exponentielle; elle est de 260 mm à 10 km, de 60 mm à 20 km.

Si l'atmosphère avait la même densité à toute altitude, elle aurait une épaisseur de 8 km. La variation de la température avec l'altitude est assez compliquée. On distingue cinq ou six couches du sol jusqu'à ses confins. La *troposphère* s'étend du sol à 13 km et la température varie de la valeur au sol de l'ordre de 20 °C en moyenne à — 60 °C. Puis la température augmente de nouveau jusqu'à 30 km d'altitude, où elle atteint — 20 °C : cette zone s'appelle la *stratosphère*. La température baisse de nouveau dans la *mésosphère*, où elle atteint — 90 °C à 80 km. La *thermosphère*, qui s'étend jusqu'à 400 km d'altitude, a une température très variable qui dépend de l'activité solaire. Dans les deux dernières régions, on trouve, à partir de 60 km d'altitude, différentes couches contenant des ions et nommées *couches ionosphériques*.

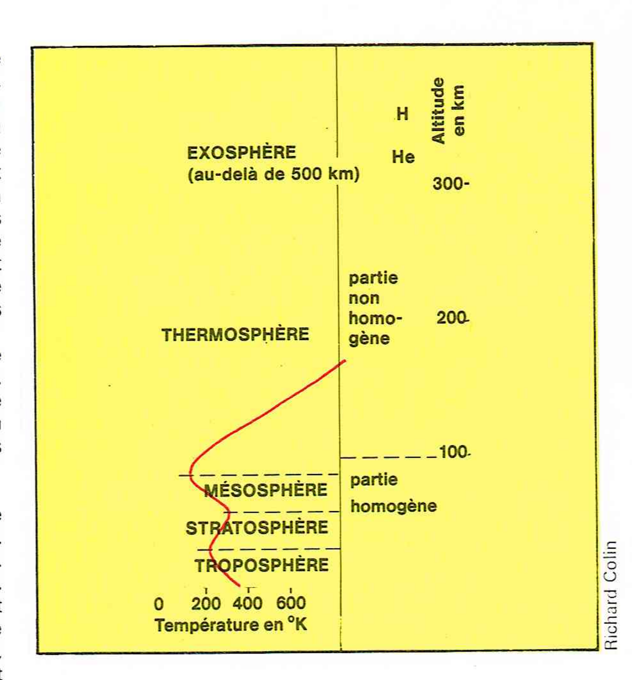
Du point de vue de la composition, l'atmosphère est divisée en deux grandes zones.

— Jusqu'à 400 km, la composition est pratiquement la même qu'au niveau de la mer. Dans cette zone, ou *homosphère*, il y a un mélange continuel des divers composants. Elle contient une zone où sont concentrées des molécules d'ozone, qui sont constituées par trois atomes d'oxygène. Ces molécules absorbent les rayons ultraviolets solaires.

— Au-dessus de cette zone à composition uniforme, il existe une zone où les mélanges sont peu importants et où la composition change avec l'altitude. On assiste à un début de stratification; les molécules les plus légères deviennent relativement plus abondantes; en montant, on trouve de l'oxygène mono-atomique, puis de l'hélium et de l'hydrogène.

Si l'atmosphère est essentielle à la vie, elle est extrêmement gênante pour l'observation astronomique. Les observations de directions précises sont difficiles en raison de la réfraction atmosphérique. La turbulence brouille les images astronomiques. L'atmosphère rend les observations photométriques imprécises dans le visible, empêche toute observation dans l'ultraviolet et la rend difficile dans l'infrarouge.

De plus, l'atmosphère supérieure est le siège de très nombreuses émissions de *lumière parasite*. En temps normal, le ciel nocturne émet de façon permanente des radiations dues aux atomes d'oxygène, d'azote, de sodium, aux molécules OH qui se trouvent à des altitudes de 60 à 500 km. Durant le jour, les atomes, bombardés par le rayonnement solaire, sont excités; ils reviennent pendant la nuit à l'état non excité, en émettant alors de la lumière. Toute la Terre est entourée d'un halo d'hydrogène qui émet la raie ultraviolette Lyman α. Ces émissions, auxquelles s'ajoute la lumière zodiacale, limitent très fortement les possibilités des télescopes terrestres.



◄ *L'atmosphère terrestre.*

A haute latitude, on observe souvent des *aurores polaires*, qui peuvent être très brillantes; elles se manifestent par des draperies ou des arcs auroraux très intenses, de couleur verte ou rouge. Leur éclat varie continuellement; elles peuvent durer des secondes ou des heures. Elles sont produites par des particules chargées électriquement, d'origine solaire. Elles pénètrent soit directement, soit par l'intermédiaire des zones de Van Allen et s'enroulent autour des lignes du champ magnétique pour pénétrer dans l'atmosphère terrestre par les deux pôles. Elles empêchent toute observation astronomique sérieuse.

Pour toutes ces raisons, l'observation spatiale, en satellites ou à partir de la Lune, permet d'obtenir des renseignements nouveaux d'une très grande importance.

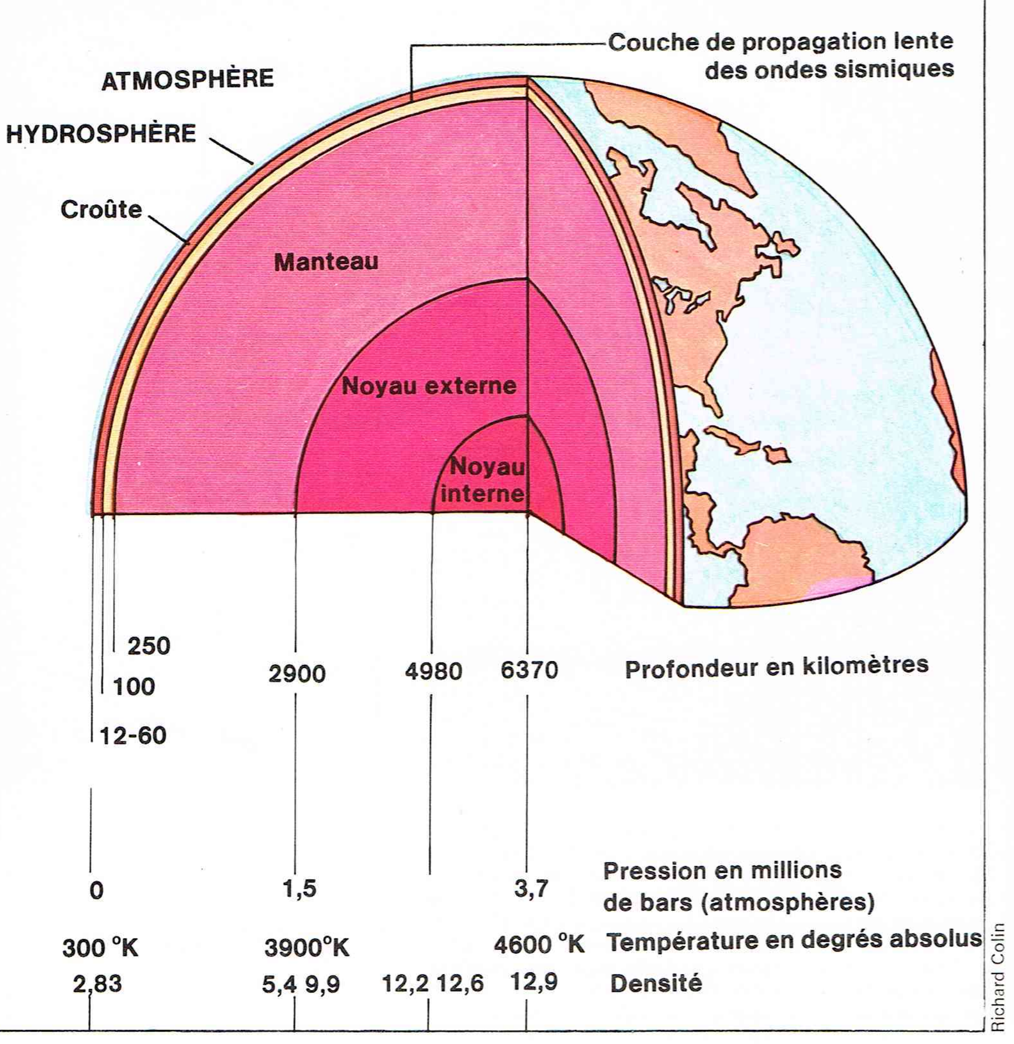
Physique du globe terrestre

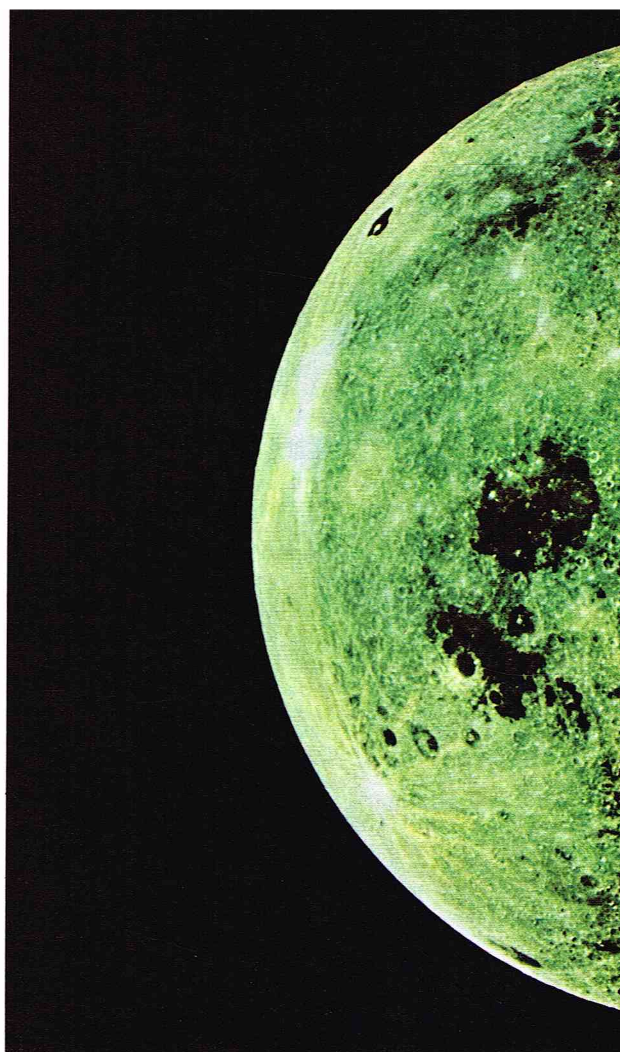
Il est nécessaire de donner quelques détails sur la physique du globe terrestre bien que ce sujet soit traité dans la partie consacrée à la physique du globe. Cette description est, en effet, essentielle pour montrer combien notre planète est différente des autres.

Un observateur placé sur la Lune ou une autre planète remarquera d'abord l'importante couverture nuageuse qui s'étend en moyenne au-dessus de 50 % de la surface terrestre. Ces nuages, très blancs, sont noyés dans la lumière bleuâtre réfléchie par les molécules de la haute atmosphère. Ils sont éternellement changeants et l'observateur pourra remarquer la circulation générale liée à la mousson ainsi que le développement de grands cyclones. Dans les déchirures de ces nuages, il apercevra les mers et les continents. Les mers couvrent 71 % de la surface du globe. On sait que leur profondeur moyenne est de 3,6 km et qu'elles représentent plus de 1/1 000 du volume de la Terre et environ 1/5 000 de sa masse. Elles n'ont d'analogue sur aucune autre planète du système solaire. L'observateur distinguera aussi les calottes polaires et observera leur variation saisonnière, mais sans assister à la disparition estivale, comme sur Mars, dont les calottes sont très différentes.

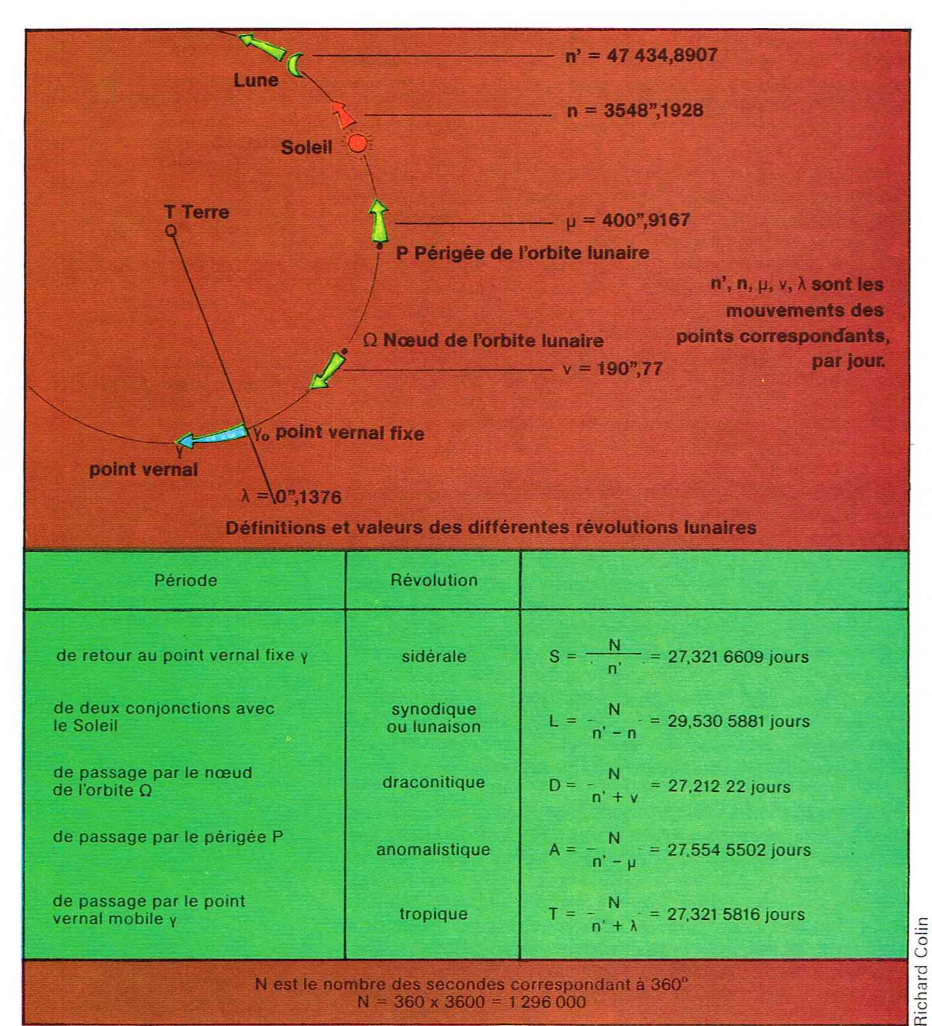
Les montagnes sont faciles à distinguer, avec des couches de neige variables selon les saisons. L'absence de cratères est remarquable. Nous n'en connaissons que quelques-uns et ils sont relativement petits. Quelques volcans éteints ou en activité seront bien visibles, de même que les grands fleuves et des vallées. Mais la Terre apparaîtra en général désertique, et il faudra de bonnes mesures pour apercevoir et reconnaître la végétation; cependant, un observateur placé sur la Lune pourra reconnaître les grandes villes et d'autres indices de la civilisation humaine.

◄ ***Page ci-contre, en bas, tableaux récapitulatifs de la composition de l'atmosphère terrestre d'après l'Annuaire du Bureau des longitudes.***





Richard Colin



Définitions et valeurs des différentes révolutions lunaires

Période	Révolution	
de retour au point vernal fixe γ	sidérale	$S = \frac{N}{n'} = 27{,}321\,6609$ jours
de deux conjonctions avec le Soleil	synodique ou lunaison	$L = \frac{N}{n' - n} = 29{,}530\,5881$ jours
de passage par le nœud de l'orbite Ω	draconitique	$D = \frac{N}{n' + \nu} = 27{,}212\,22$ jours
de passage par le périgée P	anomalistique	$A = \frac{N}{n' - \mu} = 27{,}554\,5502$ jours
de passage par le point vernal mobile γ	tropique	$T = \frac{N}{n' + \lambda} = 27{,}321\,5816$ jours

N est le nombre des secondes correspondant à 360°
N = 360 x 3600 = 1 296 000

Richard Colin

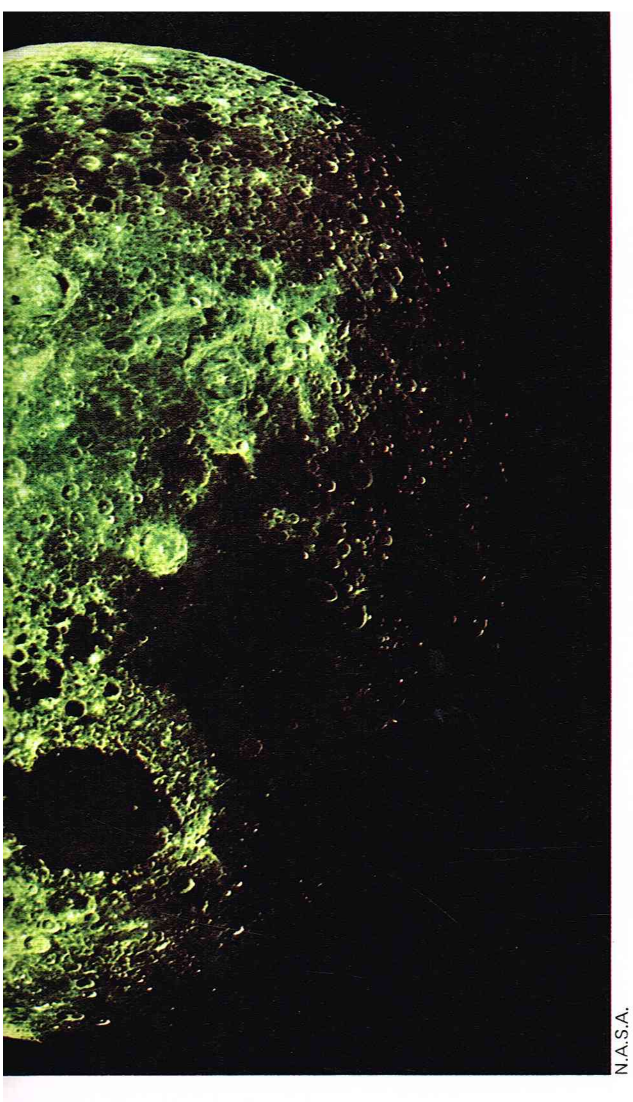
La constitution physique du globe lui-même est difficile à observer de l'extérieur; les géophysiciens ont d'ailleurs eu beaucoup de mal à se faire une idée de la constitution du globe terrestre.

Une couche extérieure de 50 km d'épaisseur est formée dans sa partie supérieure par une *croûte* constituée d'eau, de sédiments, notamment de grès (densité moyenne = 2,8), dont l'épaisseur varie entre 5 et 10 km. La partie plus profonde est granitique. La faible densité de cette zone s'explique par l'abondance des oxydes peu denses de silicium, d'aluminium et de magnésium.

Sous cette couche se trouve le *manteau,* constitué lui aussi par des roches, mais dont la température est plus élevée, variant de 1 500 °K à 3 000 °K. Cette dernière valeur est atteinte dans la partie interne du manteau dont la profondeur est estimée à 3 000 km. Les roches qui constituent le manteau sont plastiques pour des déformations lentes. Leur densité est de 5,6 dans la partie profonde. L'augmentation de densité par rapport à celle de la couche précédente s'explique à la fois par la pression, qui est de l'ordre d'un million d'atmosphères, et par une plus grande richesse en fer.

Ce manteau recouvre le *noyau,* constitué de fer, allié avec du nickel et probablement avec quelques autres atomes, comme le soufre et le silicium. Ce noyau, dont le diamètre total est de 7 000 km, est liquide dans sa partie supérieure; seul le noyau central, de 2 800 km de diamètre, est solide. La température au centre est de l'ordre de 5 000 °K, la pression de 3,6 millions d'atmosphères, et la densité est voisine de 13. Toutes ces valeurs sont conjecturales; elles résultent de calculs de modèles du globe terrestre construits pour expliquer la propagation des ondes sismiques. Le pourcentage total de fer est estimé à 38 %. Signalons que tous les géophysiciens ne sont pas d'accord sur la nature ferreuse du noyau terrestre. On n'a, en effet, pas besoin de cet élément pour expliquer le magnétisme. L'intérieur de la Terre étant plus chaud que la surface, il existe un petit flux de chaleur de l'intérieur vers l'extérieur; mais il est en fait très petit et ne vaut que 1/20 000 de l'énergie reçue par le Soleil pour la même surface.

Par sa constitution physique, ses océans, son atmosphère, par la vie qui s'y est développée, notre planète est un astre unique du système solaire.


N.A.S.A.

La Lune

Le mouvement et les éclipses

Le mouvement de la Lune est régi par l'attraction de la Terre; mais en raison de la grande masse du Soleil, l'attraction solaire n'est pas négligeable et produit d'importantes perturbations du mouvement de notre satellite. Le calcul précis de la position de la Lune est un problème ardu mais bien résolu depuis le début du XIXe siècle. Les noms de très grands mathématiciens du XVIIIe siècle sont associés à ces calculs : Clairaut, d'Alembert, Euler. La période finale de ces recherches fut ouverte par Laplace et couronnée par la publication, en 1857, des tables de Hansen puis, en 1919, de celles de Brown. Depuis que l'on tient compte des irrégularités de la rotation de la Terre, ces tables représentent les positions de la Lune avec grande précision. Si la Lune décrivait une orbite circulaire, contenue dans le plan de l'écliptique, la longitude serait proportionnelle au temps, la latitude toujours nulle et la distance de la Lune constante. Mais comme le mouvement est complexe, à ces valeurs constantes ou uniformément variables il faut ajouter des termes périodiques, ou inégalités. Pour atteindre toute la précision voulue, les tables de Brown tiennent compte de 1 500 inégalités.

L'orbite lunaire, considérée à un moment donné, est une orbite elliptique dont l'excentricité moyenne est de 0,054 9; cette orbite est inclinée en moyenne de 5° 9′ sur l'écliptique. Elle est décrite, par rapport aux étoiles, en 27,321 66 jours. C'est la *révolution sidérale*, qui n'a pas une importance capitale. Par contre, la période de retour en conjonction avec le Soleil, période qui gouverne les phases de la Lune, est essentielle. Elle est évidemment supérieure à la révolution sidérale car le Soleil se déplace dans le même sens. Appelée la *révolution synodique*, elle est de 29,530 588 jours.

Comme nous l'avons déjà indiqué, le demi grand axe de l'orbite lunaire mesure 384 400 km. Le mouvement de la Lune est elliptique et obéit aux lois de Kepler. Au minimum de distance, ou périgée, la distance à la Terre, réduite de 5,49 %, est de 363 000 km; elle est de 405 500 km à l'apogée. A cause de cette ellipticité, le mouvement de la Lune sur son orbite n'est pas uniforme : la Lune est tantôt en avance, tantôt en retard de 6° 17′ sur son orbite. Cet écart correspond au mouvement de la Lune en 11 heures et demie. Il s'agit là de la plus grande des inégalités; elle n'est pas due à des perturbations.

Les perturbations du mouvement de la Lune

Ces perturbations sont nombreuses, et seules les principales seront évoquées ici.

Si l'on examine celles qui influencent le mouvement de la Lune dans son orbite, on observe d'abord une accélération du mouvement de la Lune. Cet effet est très petit, il avait néanmoins été détecté par Halley en 1693. L'effet observé est de 12″,4 par siècle. La théorie, ébauchée par Laplace en 1787, et complétée par Adams en 1853, explique la moitié de l'effet; le reste est dû au ralentissement de la rotation de la Terre qui produit une augmentation de la longueur du jour. Du fait de cette accélération, la Lune s'approche actuellement de la Terre mais la théorie complète montre que ce phénomène n'est que passager, et que dans 24 000 ans, elle s'éloignera. La variation est d'ailleurs très petite : à peine 2 m par siècle.

Le grand axe de l'orbite lunaire, qu'on repère par la ligne des apsides qui joint les deux sommets de l'ellipse, tourne de 6′40″ par jour dans le sens direct, et fait un tour complet en 8 ans et 310 jours. De ce fait, la Lune passe par le périgée, qui correspond au minimum de distance, tous les 27,554 5 jours. D'autre part l'orbite lunaire se déforme périodiquement et cela entraîne des variations du mouvement et des distances. Les phénomènes les plus importants sont connus depuis longtemps. Le premier effet a probablement été découvert par Ptolémée. C'est l'*évection* qui a une période de 31,812 jours et produit un écart de 1° 19′ sur le mouvement uniforme de la Lune, ce qui fait qu'elle est en avance ou en retard de 2 h 20 mn sur son orbite. L'autre effet important est la *variation* dont la période est la demi-révolution synodique, soit 14,77 jours, qui a été découverte en 1582 par Tycho Brahé. Elle produit dans les octants, c'est-à-dire à mi-chemin entre les Pleines et Nouvelles Lunes et les quartiers, des avances et des retards de la Lune de 72 minutes sur son orbite.

Naturellement, la distance Terre-Lune varie aussi avec les mêmes périodes que les inégalités du mouvement de la Lune. La valeur moyenne de cette distance est de 60,3 rayons terrestres. Par suite de tous les effets, elle varie entre 56,0 et 63,7 rayons terrestres.

Déplacement du plan de l'orbite lunaire

A cause des perturbations, le plan de l'orbite tourne dans l'espace de sorte que son intersection avec l'écliptique ou *ligne de nœud* fait un tour en 18,60 ans dans le sens rétrograde. La période de retour de la Lune par le nœud est importante car nous verrons qu'elle gouverne, avec la révolution synodique, la périodicité des éclipses, d'où son nom de *révolution draconitique :* dans d'anciennes mythologies, les dragons mangeaient le Soleil au moment des éclipses. Sa valeur est de 27,212 22 jours.

En plus de ce mouvement continu, le plan de l'orbite oscille un peu. L'inclinaison de l'orbite lunaire, qui est en moyenne de 5° 9′, varie entre 5° 0′ et 5° 18′, avec une période de 173 jours, qui est la période de retour du Soleil par le nœud de l'orbite lunaire.

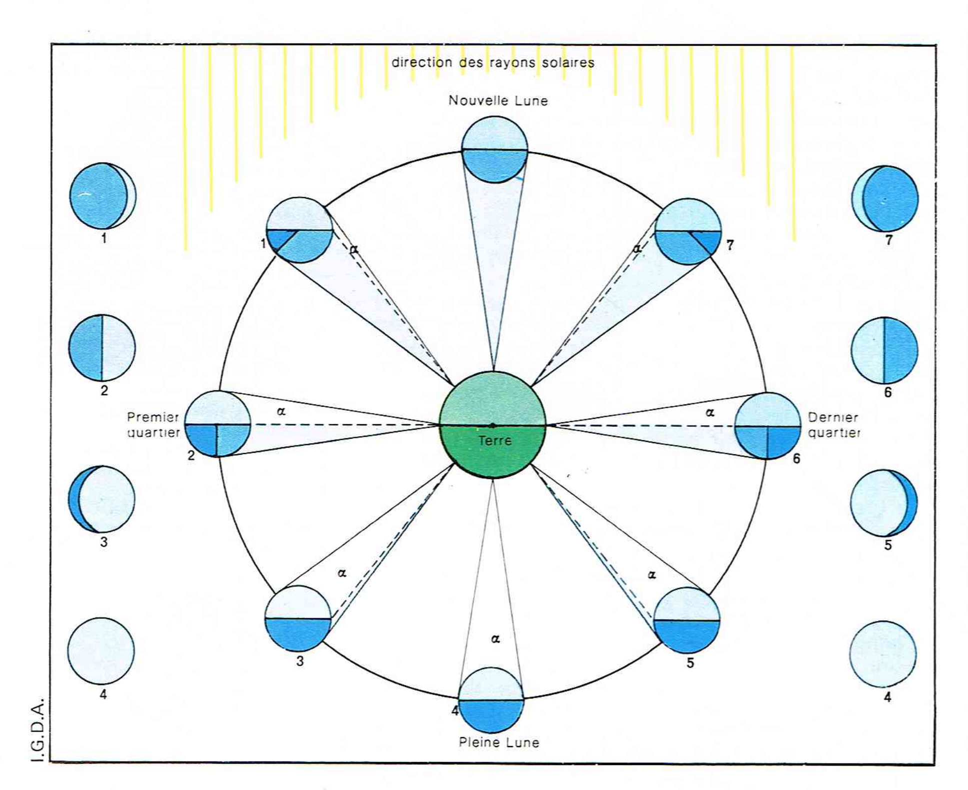
La masse de la Lune

Les lois de Kepler régissant le mouvement de la Terre autour du Soleil s'appliquent en réalité au mouvement du centre de gravité du système Terre-Lune. C'est autour de ce point que la Lune décrit son orbite, et la Terre elle-même décrit une orbite semblable mais réduite en dimension dans le rapport de la masse de la Lune à celle de l'ensemble Terre-Lune. Ce mouvement produit un effet analogue à la parallaxe diurne, sa valeur maximale est sensiblement égale aux deux tiers de la parallaxe. L'effet est observable pour le Soleil, dont le passage au méridien est en avance ou en retard d'environ 0,43 seconde sur la position moyenne. La période du phénomène est la révolution synodique. La mesure de cet écart a permis de calculer la masse de la Lune, qui est la fraction 1/81 de celle de la Terre. Le centre de gravité est situé à 4 688 km du centre de notre planète : il est donc encore à l'intérieur de la Terre.

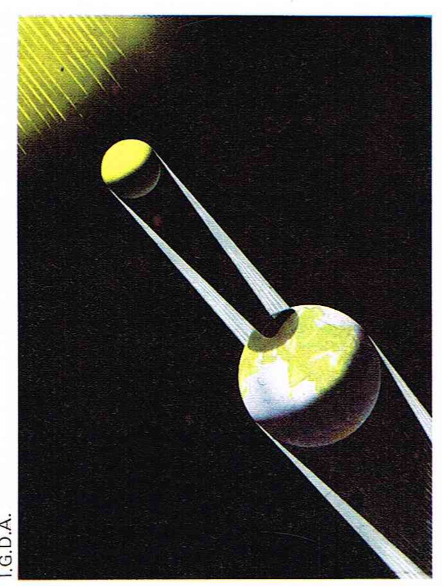
Notons que la masse de la Lune a été déterminée avec plus de précision par l'observation des petites planètes. La valeur plus précise ainsi obtenue du rapport de la masse de la Terre à celle de la Lune est de 81,45. Les satellites artificiels qui décrivent des orbites autour de

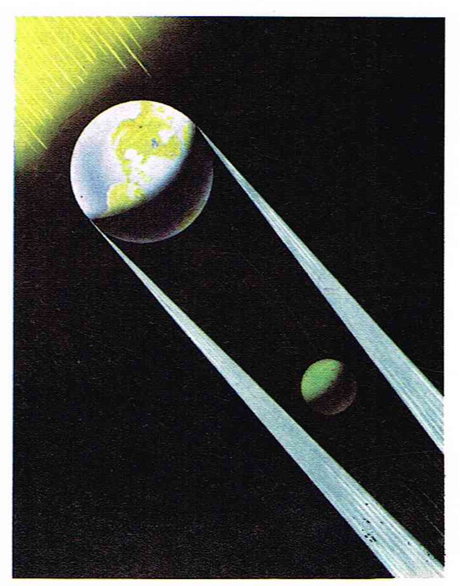
◀ Page ci-contre, à gauche, coupe schématique de la Terre montrant les diverses couches. Nous avons indiqué la pression, la température et la densité à diverses profondeurs (d'après J. Wyllie). Au centre, la Lune photographiée par les astronautes de la capsule spatiale américaine Apollo 8 (Noël 1968). On voit nettement (en bas, au centre) la Mer des Crises et le cratère Langrenus (au centre); en traçant une droite imaginaire passant à peu près par ces deux points de la surface lunaire, on délimite la zone de gauche qui est une partie de la face cachée de la Lune.

◀ Page ci-contre, en bas, le mouvement de la Lune : schéma et tableau donnant les définitions et les valeurs des différentes révolutions lunaires : S est la projection du Soleil sur l'orbite lunaire; γ_0 et γ sont les projections du point vernal fixe et mobile sur l'orbite lunaire; P, périgée de la Lune sans direction du sommet de l'orbite; Ω, intersection de l'orbite avec l'écliptique.



I.G.D.A.





I.G.D.A.

la Lune ont permis la détermination d'une valeur encore plus précise : 81,301 $\pm$ 0,003. La densité moyenne de la Lune (3,34) est nettement inférieure à celle de la Terre (5,52). Elle montre que la composition moyenne de la Lune est différente de celle de notre planète.

Les phases de la Lune

On dit que la Lune est nouvelle (NL) lorsqu'elle a la même longitude que le Soleil. La Lune et le Soleil sont alors en conjonction géocentrique. Si à ce moment la Lune est sur l'écliptique, c'est-à-dire à un de ses nœuds, il y a éclipse de Soleil. Lorsque la différence de longitude entre la Lune et le Soleil est égale à 90°, on est au premier quartier (PQ) ; la Lune est alors visible le soir à l'ouest après le coucher du Soleil et se présente comme une demi-Lune dont la partie éclairée est tournée vers ce dernier. Lorsque la différence de longitude atteint 180°, on est à la pleine Lune (PL) : il y a opposition géocentrique de la Lune et du Soleil. Il peut y avoir également éclipse de Lune. Au dernier quartier, la Lune est visible le matin à l'est. Après une révolution synodique de 29,55 jours, nous revenons à la conjonction (NL).

La partie éclairée par le Soleil est très brillante, mais on peut aussi apercevoir, surtout après la NL, le reste de la Lune qui est éclairée par la Terre. Remarquons que pour les PL d'hiver, la Lune est haute dans le ciel. Sa déclinaison maximale peut atteindre

$$23° 27' + 5° 18' = 28° 45'.$$

C'est l'inverse pour les PL d'été, pour lesquelles la Lune est assez basse sur l'horizon; sa déclinaison minimale peut alors atteindre $-23° 27' - 5° 18' = -28° 45'$.

Les éclipses de Lune

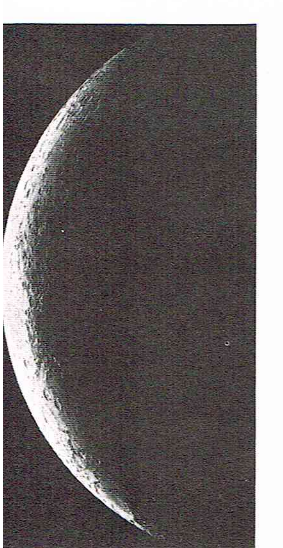
Il y a éclipse de Lune et de Soleil lorsque ces deux astres sont rigoureusement alignés avec la Terre. Il y a éclipse de Lune lorsque la Terre passe exactement entre le Soleil et la Lune, qui disparaît dans le cône d'ombre.

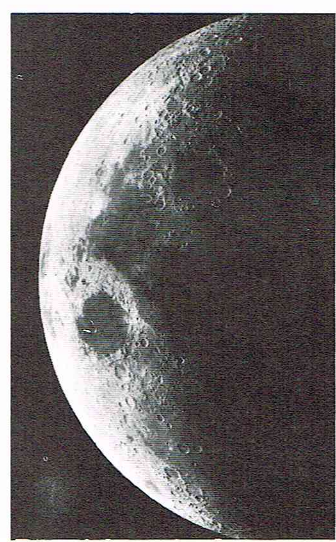
Précisons les conditions de l'éclipse. Les cônes d'ombres et de pénombres sont les deux cônes qui enveloppent le Soleil et la Terre. Sur un plan perpendiculaire à la direction Soleil-Terre et situé à la distance de la Lune, se dessinent deux cercles : le cercle intérieur correspond à l'ombre, et le second à la pénombre. Il est possible de calculer les diamètres de ces deux cercles. Ils dépendent, évidemment, de la distance de la Lune à la Terre et aussi un peu de celle du Soleil. Pour la distance moyenne, on trouve les dimensions suivantes exprimées en diamètres lunaires :

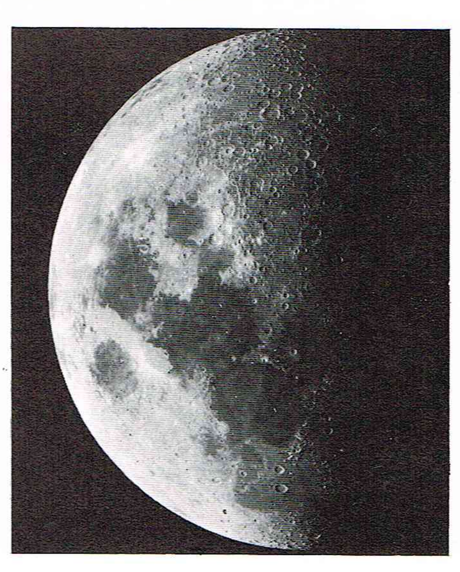
diamètre du cercle d'ombre	2,657
diamètre du cercle de pénombre	4,706

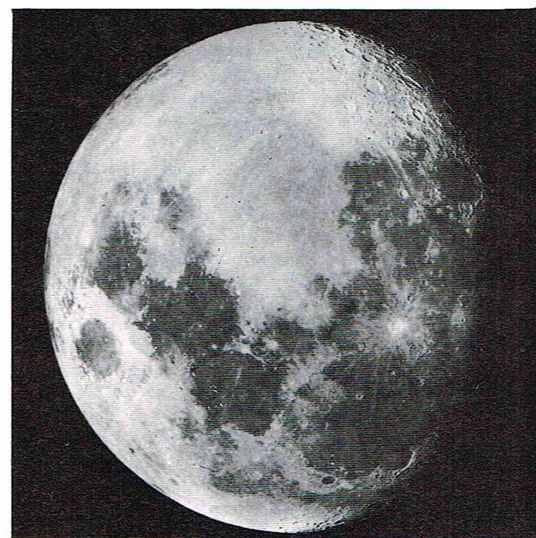
Le cercle d'ombre est beaucoup plus grand que le diamètre de la Lune, et l'éclipse peut être totale. Si la Lune passe dans le cercle d'ombre, l'éclipse est une éclipse par l'ombre. Il existe également des éclipses par le Soleil et la Lune, qui disparaît dans le cône d'ombre.

Dans le cas d'une éclipse centrale, où la Lune passe par le point central, le mouvement est de 0,991 diamètre lunaire par heure.









Mount Wilson and Palomar Observatories

On en déduit les durées suivantes :

durée de l'éclipse	5 h 48 mn
durée de la totalité	1 h 42 mn

Dans le cas où la Lune est à son apogée ou à son périgée, ces durées sont changées mais non de façon considérable.

Le phénomène de l'éclipse est fortement perturbé par l'existence d'une atmosphère autour de la Terre. Les rayons qui rasent le sol de la Terre sont déviés d'un angle supérieur à 72'; ceux qui traversent l'atmosphère à une certaine altitude le sont moins. Tous ces rayons éclairent fortement la zone d'ombre. Ils donnent une lumière fortement rougie.

Il faut aussi noter que les conditions météorologiques sur la Terre influencent le phénomène. On s'est même servi de cette lumière pour étudier l'atmosphère terrestre.

Les éclipses de Soleil

Une éclipse de Soleil a lieu lorsque la Lune passe exactement devant le Soleil. On peut faire un calcul analogue au précédent en considérant les cônes circonscrits au Soleil et à la Lune et le plan perpendiculaire à la direction Soleil-Lune passant par la Terre. On constate que les conditions sont très différentes; notamment, le cône d'ombre a son sommet tout près de la Terre. On prend pour plan de référence le plan tangent à la Terre du côté de la Lune, et les calculs sont effectués pour les cas extrêmes où la Lune est à son minimum (périgée) ou à son maximum de distance (apogée). On trouve les résultats suivants :

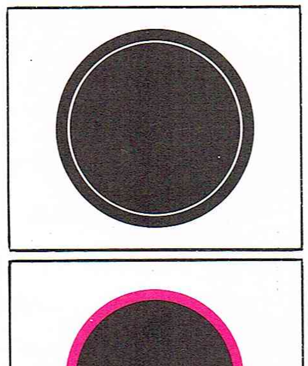
	Périgée	*Moyenne*	*Apogée*
Diamètre du cercle d'ombre	262	— 25	— 314 km
Diamètre du cercle de pénombre	6 576	6 872	7 164 km

Ces chiffres sont indicatifs; ils varient d'une éclipse à l'autre.

Dans le cas de l'éclipse au périgée, l'éclipse est totale dans un cercle de 262 km de diamètre. Pour une éclipse à l'apogée, on trouve des valeurs négatives, ce qui signifie que l'éclipse n'est pas totale mais annulaire : la Lune est trop éloignée pour cacher entièrement le Soleil, qui apparaît comme un anneau brillant entourant la Lune.

Naturellement, ces cercles d'ombre et de pénombre se déplacent dans le plan de référence. Au minimum de distance, leur vitesse est de 1 037 m/s. Mais l'observateur terrestre, entraîné par la Terre, se déplace dans le même sens. Dans le cas où cet observateur a la Lune au zénith, cette vitesse est de 427 m/s et le déplacement relatif de 610 m/s; la totalité dure 430 secondes. C'est l'éclipse la plus longue possible. Ce fut le cas de celle du 30 juin 1973. On entrevoit la possibilité de suivre l'ombre en avion; la vitesse nécessaire est de 2 200 km/h soit Mach 2. Cette observation a été faite à bord de l'avion Concorde et l'éclipse a pu être étudiée pendant plus d'une heure. La carte (p. suivante) donne les régions du globe où l'éclipse était visible; la petite bande centrale correspond au mouvement du cône d'ombre.

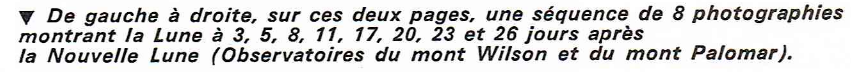
L'intérêt des éclipses de Lune est considérable pour l'étude de l'environnement solaire : couronne, ondes radio, effet Einstein, etc. Nous en avons déjà parlé.



▲ ***En marge, schéma montrant les diamètres apparents de la Lune et du Soleil au moment d'une éclipse totale du Soleil (en haut) et d'une éclipse annulaire (en bas).***

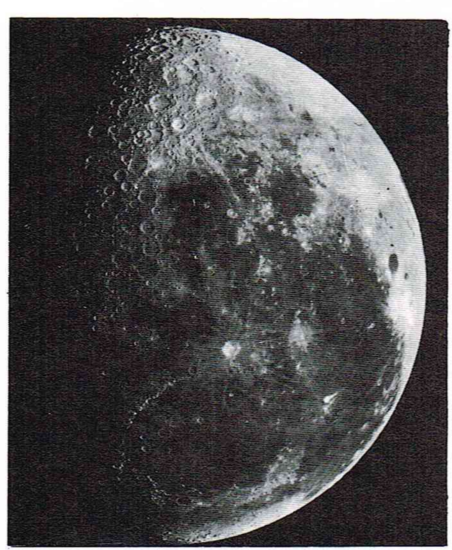
◀ ***Page ci-contre, en haut, les phases lunaires sont dues au mouvement de la Lune autour de la Terre; les différentes positions de la Lune sont indiquées par la suite de chiffres de 1 à 7; l'angle α est celui sous lequel on voit la portion de la face lunaire tournée vers la Terre et éclairée par le Soleil (le secteur angulaire en bleu ciel représente le reste de la superficie de l'hémisphère lunaire qu'on peut entrevoir du fait de la lumière cendrée). Page ci-contre, au centre, représentation des éclipses de Soleil, à gauche, et de la Lune, à droite.***

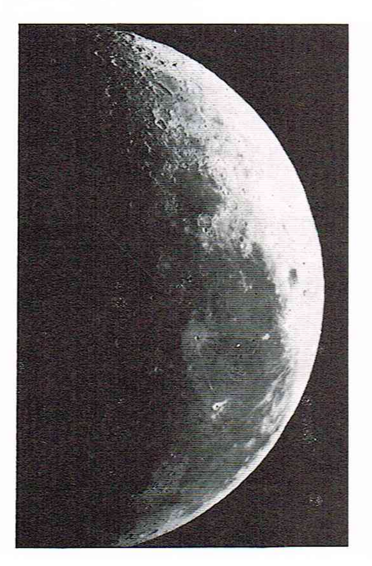
◀ ***Ci-contre, les éclipses de Soleil et de la Lune peuvent seulement avoir lieu aux époques où la ligne des nœuds de l'orbite lunaire coïncide avec la direction du Soleil : éclipse de Soleil au moment d'une Nouvelle Lune (NL), en haut, et éclipse de Lune au moment d'une Pleine Lune (PL), en bas, sont indiquées.***

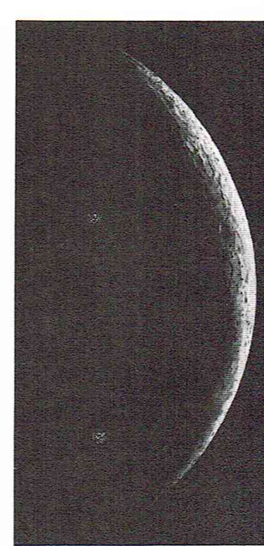


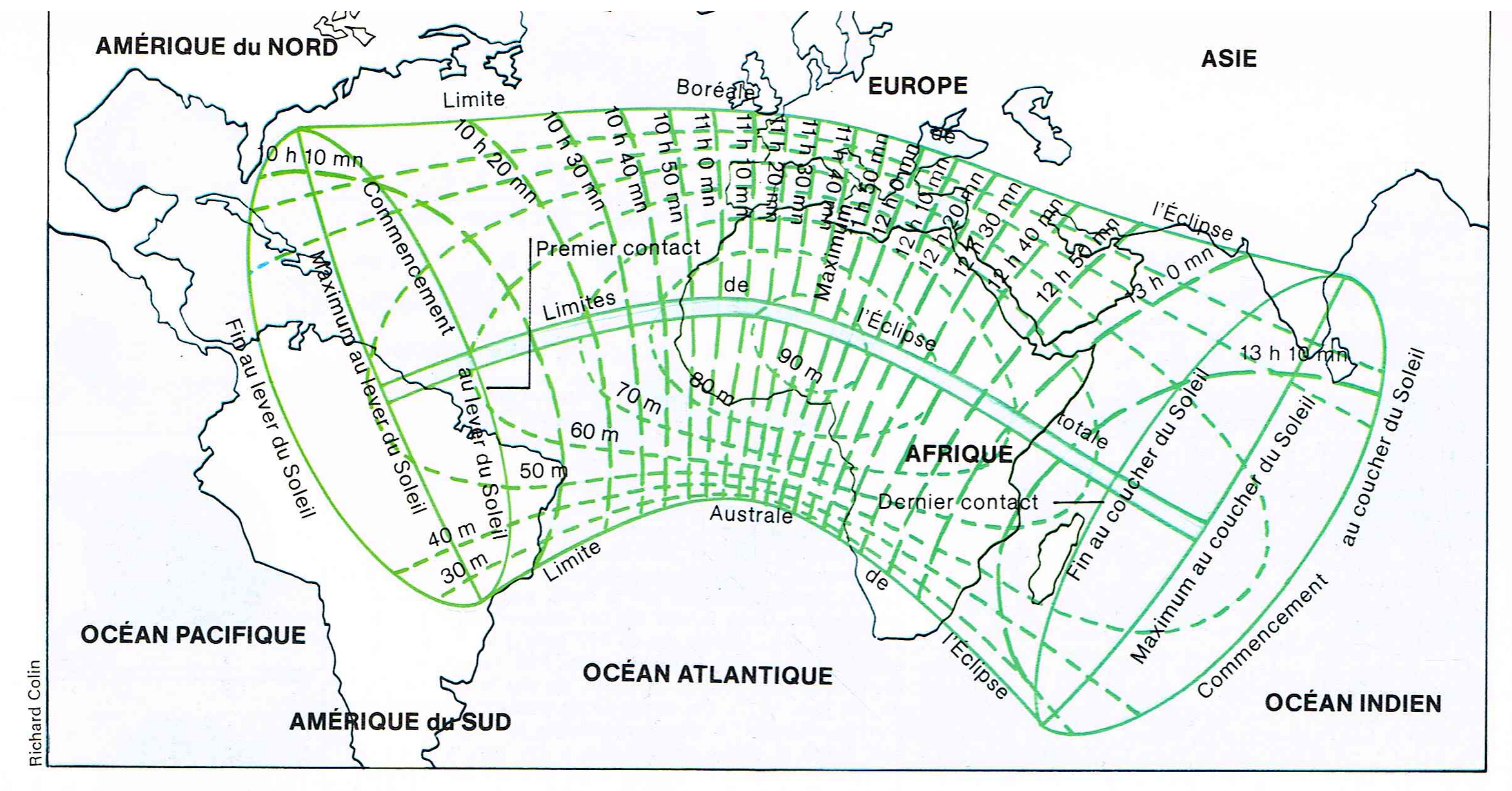
▼ ***De gauche à droite, sur ces deux pages, une séquence de 8 photographies montrant la Lune à 3, 5, 8, 11, 17, 20, 23 et 26 jours après la Nouvelle Lune (Observatoires du mont Wilson et du mont Palomar).***











▲ ***Carte des régions d'où était observable l'éclipse totale du Soleil du 30 juin 1973. L'éclipse n'était totale qu'à l'intérieur de la petite bande allant du nord de l'Amérique du Sud à l'océan Indien en traversant le continent africain.***



▶ ***Éclipse de Soleil photographiée à Milan (Italie) en 1961.***

M. Pedone

La fréquence et la périodicité des éclipses — Le saros

Supposons qu'une éclipse centrale de Soleil ait eu lieu. Cela veut dire qu'à la conjonction, la Lune était aussi au nœud de l'orbite. Une demi-révolution synodique plus tard a lieu la pleine Lune, et le nœud de l'orbite n'a pas beaucoup bougé ; il y a éclipse de Lune parce que l'orbite est peu inclinée. Il en était de même pour la pleine Lune précédente. Les suites d'éclipses : partielle de Lune — totale de Soleil — partielle de Lune, ou l'inverse : partielle de Soleil — totale de Lune — partielle de Soleil sont fréquentes. Mais le mouvement du nœud de l'orbite est trop important pour que les séries continuent.

Il y a généralement deux ou trois éclipses de Soleil par an, parfois quatre et plus rarement cinq (1935). Chaque année, il y a au moins deux et au plus cinq éclipses de Lune, dont deux par la pénombre.

La prévision des éclipses a été grandement facilitée par l'existence d'une période de répétition, le *saros*. Entre deux éclipses, il doit y avoir un nombre entier de révolutions synodiques — condition de PL ou NL — et un certain nombre de révolutions draconitiques (D) — condition de retour au nœud de l'orbite. Or, on constate que :

223 révolutions synodiques = 6 585,321 15 jours,
242 révolutions draconitiques = 6 585,356 70 jours.

La différence est si petite que pratiquement toutes les éclipses se reproduisent après cette période du saros de 6 585 ou 18 ans et 11 jours. La chance veut que cette période soit aussi très voisine de 239 révolutions anomalistiques (6 585,537 45) et ne diffère pas beaucoup de 18 révolutions de la Terre, de sorte que d'autres inégalités du mouvement de la Lune se reproduisent aussi.

Remarquons toutefois que le saros vaut un nombre entier de jours plus 1/3 de jour, de sorte que les éclipses du saros suivant sont observables à 120° à l'ouest des précédentes. Par exemple, l'éclipse totale du 9 juillet 1945 a été observée en Suède et celle du 20 juillet 1963 au Canada, alors que celle du 31 juillet 1981 sera vue en Sibérie et celle du 11 août 1999 en France et en Allemagne.

Naturellement, à cause des petits décalages, il y a des variations systématiques d'un saros à l'autre, et petit à petit les éclipses se décalent. On comprend l'importance du saros pour la prévision des éclipses dans les temps anciens.

On remarquera aussi l'intérêt prodigieux des éclipses pour la chronologie. Une liste des éclipses a été calculée pour les années 1207 avant J.-C. à 2161 après J.-C. par Oppolzer. Le nombre moyen d'éclipses par saros est de 43 éclipses de Soleil et de 41 éclipses de Lune. En 1975, on a observé : le 11 mai une éclipse partielle de Soleil, le 25 mai une éclipse totale de Lune, le 3 novembre une éclipse partielle de Soleil et les 18-19 novembre une éclipse totale de Lune.

La nature physique de la Lune

L'observation de la Lune à partir de la Terre avec les télescopes optiques ou radioastronomiques a fourni un très grand nombre de renseignements, dont la plupart ont été confirmés au cours des dix dernières années grâce à l'exploration spatiale. Celle-ci a ouvert une ère nouvelle d'un intérêt prodigieux pour notre connaissance du monde lunaire.

Commençons par résumer les données anciennes. On connaît avec précision la distance, les dimensions et la masse de la Lune. Sa distance moyenne est de 384 400 km. Elle a un diamètre de 3 476 km, environ le quart de celui de la Terre. Elle est très sensiblement sphérique. Sa masse est la fraction 1/81,3 de celle de la Terre de sorte que sa densité n'est que de 3,36, valeur nettement inférieure à celle de la Terre (5,52).

La Lune n'est pas lumineuse par elle-même; elle réfléchit la lumière solaire. Dans l'échelle stellaire, sa magnitude est de — 12,7 (pleine Lune), ce qui correspond à 31 000 fois l'éclat de Sirius. L'éclairement donné par la pleine Lune est de 0,2 lux, c'est-à-dire 400 000 fois moindre que celui donné par le Soleil. Mais cette lumière est plus rouge que celle du Soleil, et les roches lunaires ont une couleur rougeâtre. Son éclairement varie beaucoup avec la phase, nettement plus que la surface apparente. Ainsi, aux quartiers, l'éclairement produit par la Lune est réduit dans le rapport du tiers, alors que la surface visible est égale à la moitié. Cet effet provient des propriétés diffusantes de la surface lunaire; la lumière est d'ailleurs légèrement polarisée. On en déduisait, avant l'exploration de la Lune, qu'elle est recouverte d'une couche de poussières. On a essayé de préciser l'épaisseur de cette couche par des mesures des échos de radar réfléchis par la Lune; en effet, s'il y a une couche de poussières, on doit observer deux échos sur les surfaces supérieure et inférieure de la couche. Les résultats étaient imprécis et donnaient des valeurs variant entre quelques décimètres et quelques mètres. C'était une des grandes inconnues au moment de l'atterrissage du premier homme.

Le rayonnement solaire réchauffe le sol lunaire. De ce seul fait, la Lune rayonne une certaine énergie dont l'intensité maximale est située dans le domaine de l'infrarouge et se superpose au spectre solaire réfléchi. Pour une température de 300 °K, le maximum a lieu pour la longueur d'onde de 10 μm. C'est la mesure de ce rayonnement infrarouge qui permet de déterminer la température du sol lunaire.

La lumière solaire diffusée par la Lune, hormis son changement de couleur, ne présente aucune absorption supplémentaire, ce qui confirme l'absence de toute atmosphère autour de la Lune. D'ailleurs, il arrive assez souvent que notre satellite passe devant des étoiles, et l'on constate que ces occultations sont très brusques, ce qui montre qu'il n'y a pas d'atmosphère. Toutes ces données ont été confirmées par les observations spatiales directes.

Avec une lunette ou un télescope, on voit de nombreux détails : des régions sombres assez uniformes, dénommées malencontreusement « mers », des chaînes de montagnes et surtout des cratères. On observe aussi des traînées blanchâtres, souvent très longues, qui traversent montagnes et cratères. Les grands instruments permettent d'apercevoir des cassures ou rainures à parcours anguleux.

Les premiers observateurs ont donné aux détails lunaires des noms, souvent poétiques : Mers de la Sérénité, de la Tranquillité, etc. Ils ont transporté les noms des montagnes terrestres sur la Lune : les Alpes, les Apennins, etc. Enfin, ils ont dédié les cratères aux grands astronomes du passé : Copernic, Ptolémée, Alphonse (il s'agit d'Alphonse le Sage, roi de Castille et astronome), etc. Cette nomenclature est historique et vénérable mais on a jugé nécessaire de l'étendre aux cratères de la face arrière, ce qui est fort contestable.

Les *mers* sont d'énormes dépressions, de couleur foncée, qui couvrent près de 40 % de la surface visible; les plus grandes sont aussi appelées des *océans*. Sur leur bord, et surtout au bord de la Mer des Pluies, on observe des golfes et des chaînes de montagnes; celle des Apennins est la plus caractéristique. Toute la surface lunaire, et en particulier la moitié australe du disque, est parsemée de cirques, ou *cratères;* ceux-ci existent aussi dans les mers. On connaît des cratères de toute taille. Les plus grands dépassent 100 km de diamètre (le cirque Clavius atteint 220 km). Au télescope, on en aperçoit d'assez petits mesurant quelques centaines de mètres. Mais l'observation spatiale a permis d'en découvrir de toutes les dimensions : de 1 m, de 10 cm, et même des microscopiques. Les cratères présentent souvent des pics centraux. On voit fréquemment de petits cratères secondaires au fond des grands cratères, même sur les bords et sur les pics centraux.

Les *montagnes* sont élevées. D'ailleurs, en règle générale, le relief lunaire, par rapport aux dimensions du globe, est beaucoup plus important que celui de la Terre. Les fonds des cratères sont souvent situés à plusieurs centaines de mètres en dessous du niveau du sol environnant; les cimes atteignent 8 200 m pour les monts Leibnitz. On observe, en divers lieux, des crevasses, des stries et des traînées rectilignes; des rayons brillants partent des cratères Tycho et Copernic. Ils peuvent atteindre des longueurs de 2 500 km. Il s'agit probablement de dépôts superficiels de matériaux éjectés au moment de la formation de ces cratères. A la suite des alunissages, on a résolu le problème de la consistance et de la nature de la surface lunaire, tout au moins pour certaines régions. La couche de poussière est mince et le sol, bien que meuble, peut supporter le poids des astronautes et de leurs véhicules. C'est un sol granuleux et rendu compact par

▼ ***Photographie de la Lune obtenue par les astronautes d'Apollo 10 : on observera notamment le principal cratère, Bruce, d'environ 6 km de diamètre (en bas, à droite), et la topographie très accidentée (en haut) de la surface, accentuée par le faible éclairement du Soleil.***

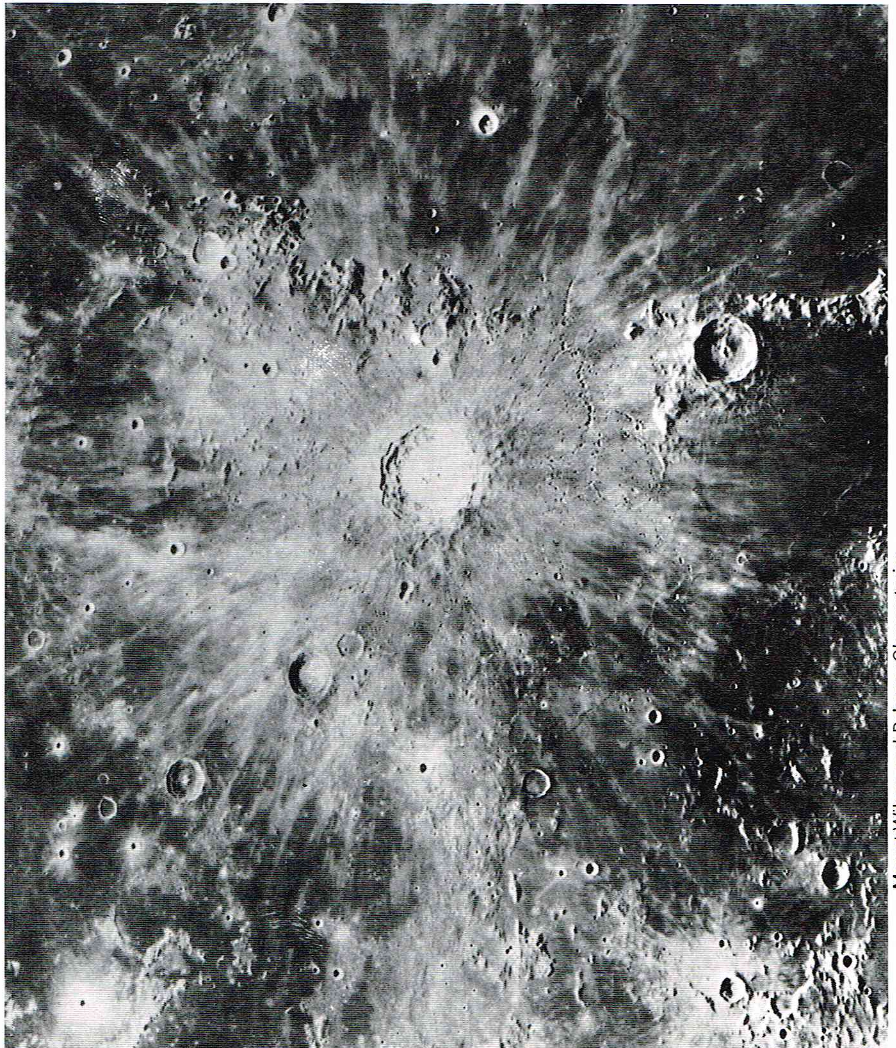


U.S.I.S.



I.G.D.A.

▲ *Photographie de la face visible de la Lune :* 1, *Mer de la Fécondité;* 2, *Mer des Crises;* 3, *Mer de la Tranquillité;* 4, *Mer de la Sérénité;* 5, *Mer des Vapeurs;* 6, *Mer des Pluies;* 7, *Mer des Nuages;* 8, *Mer des Humeurs;* 9, *Océan des Tempêtes;* 10, *Mer du Froid;* 11, *cratère Tycho Brahé;* 12, *cratère Ptolémée;* 13, *cratère Langrenus;* 14, *cratère Archimède;* 15, *cratère Ératosthène;* 16, *cratère Copernic;* 17, *cratère Clavius;* 18, *cratère Kepler;* 19, *cratère Aristarque;* 20, *chaîne des Apennins;* 21, *Caucase;* 22, *Alpes (Observatoires du mont Wilson et du mont Palomar).*
▼ *Le grand cratère Copernic (Observatoires du mont Wilson et du mont Palomar).*



Mount Wilson and Palomar Observatories

les impacts du rayonnement solaire; il est parsemé de détritus de roches, de cailloux et de petits cratères, même dans les zones les moins accidentées.

Les analyses du sol lunaire ont permis de montrer la nature basaltique des mers, alors que les régions plus élevées seraient composées de roches moins ferreuses et moins denses. Orbiter 5 a montré l'existence de cinq grosses masses denses sous la surface de cinq mers circulaires (Mer des Pluies, Mer de la Sérénité, Mer des Crises, Mer du Nectar et Mer des Humeurs). On a donné le nom de *mascons* à ces concentrations de masses. Un sixième mascon semble se trouver entre *Sinus Aestum* et *Sinus Medii*, et un septième probablement sous la Mer Orientale. On a récemment découvert cinq autres mascons. La nature de ces concentrations de masses n'est pas expliquée.

L'autre face de la Lune

Comme nous l'avons expliqué, l'observation de la Lune à partir de la Terre permet d'observer 59 % de la surface, dont une partie, située près des bords, est assez mal connue. Les hommes pensaient que l'autre face nous serait à jamais cachée et, pour certains, cela était devenu un dogme.

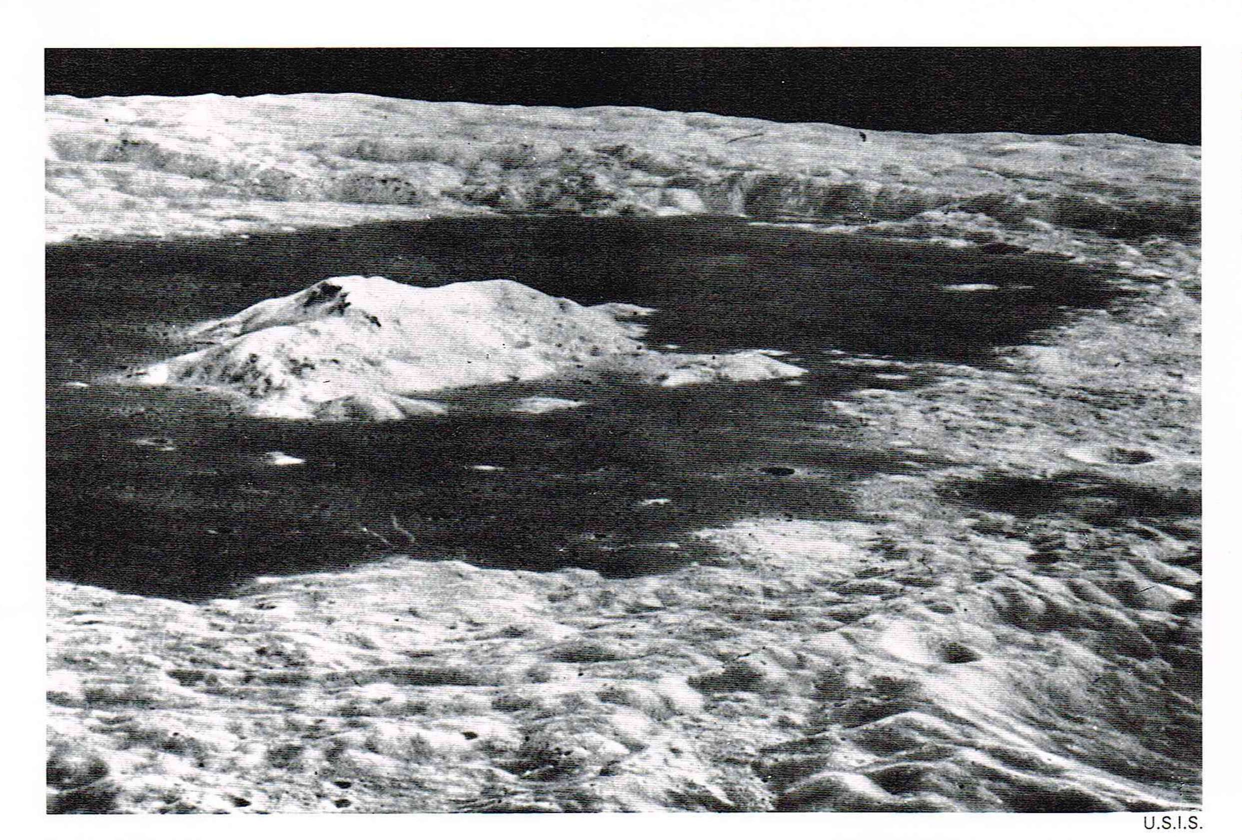
On sait que l'observation spatiale a permis de connaître cette face aussi bien que celle qui est toujours tournée vers la Terre. La face arrière de la Lune est plus accidentée que la face visible. Les mers sont peu abondantes. L'engin spatial soviétique Lunik III a montré trois mers auxquelles on a donné les noms de Mer de Moscou, Mer Australe et Mer des Rêves. Les magnifiques photographies obtenues ensuite par les engins américains ont montré la présence de nombreux cratères, dont aucun n'est aussi grand que le cirque Tycho Brahé. Il existe, par contre, de nombreuses dépressions qui diffèrent des mers parce qu'elles sont plus claires et parsemées de cratères. La dissymétrie de la Lune est certaine; son centre de gravité est déplacé de 2 km vers la Terre.

La vie sur la Lune

Sur la Lune, dépourvue d'atmosphère et soumise à de fortes variations de température, on ne pourrait vivre que sous des coupoles ou dans le sous-sol afin d'être protégé contre les météorites et le vent solaire. La température y est d'ailleurs assez basse. Les astronautes ont pu marcher dans leurs scaphandres sur la Lune et se promener en véhicules spéciaux. Ils ont vu un paysage gris jaunâtre. Le Soleil est très lumineux, dans un ciel noir rempli d'étoiles qui ne scintillent pas. La Voie Lactée ressemble à un vaste fleuve de faible luminosité. La Terre présente des phases, de la même façon que la Lune. Les étoiles traversent lentement le ciel, en 14 jours terrestres. Les constellations sont les mêmes, mais le pôle Nord de la Lune est voisin de l'étoile Zêta du Dragon.

La température de la Lune change en fonction de la latitude : près des pôles et le long du terminateur (ligne qui sépare la zone éclairée de la zone obscure), la température moyenne est d'environ — 50 °C, alors qu'elle atteint + 110 °C dans la zone équatoriale, lorsque le Soleil est au zénith. En outre, comme il n'y a pas d'atmosphère pour transférer la chaleur d'un endroit à un autre, un astronaute, pendant le jour lunaire, est soumis à de grands écarts de température, de + 110 °C sous le Soleil, à — 100 °C à l'ombre d'une roche. L'absence d'atmosphère est également un problème pour les véhicules qui doivent être mus par l'électricité. Le choix des matériaux est délicat: les matières plastiques et certains métaux deviennent fragiles ou se décomposent, ou bien encore s'évaporent dans le vide. Les lubrifiants à base de matières grasses s'évaporent, alors que ceux qui contiennent du graphite nécessitent de l'humidité qui n'existe pas. L'absence de couches de gaz absorbés par les métaux oblige à effectuer des soudures à froid. Les communications sont difficiles car il n'y a pas d'ionosphère réfléchissante; aussi faut-il avoir recours à des transmissions hertziennes en ligne droite, ce qui entraîne des complications si l'on pense qu'un homme d'une taille de 1,80 m disparaît derrière la courbure de l'horizon lunaire à 3 km de distance. La solution la plus efficace a été la retransmission des communications par la Terre. Les montagnes apparaissent encore plus imposantes du fait de la relative proximité de l'horizon.

Le sol lunaire est granuleux, tourmenté, caillouteux et plein de cratères. Quand le Soleil se lève ou se couche, la lumière ou les ténèbres sont subites. Les ombres sont démesurément allongées. Les ombres portées des grands cratères sont bien visibles dans un télescope et permettent



◀ *Photographie du cratère Tsiolkowsky, dont le diamètre est d'environ 240 km. Cette photographie a été prise d'une altitude de 100 km à partir d'Apollo 15. On remarquera le pic central.*

U.S.I.S.

de déterminer leur altitude. Du fait de l'absence d'atmosphère, les changements de la température superficielle des roches sont très rapides.

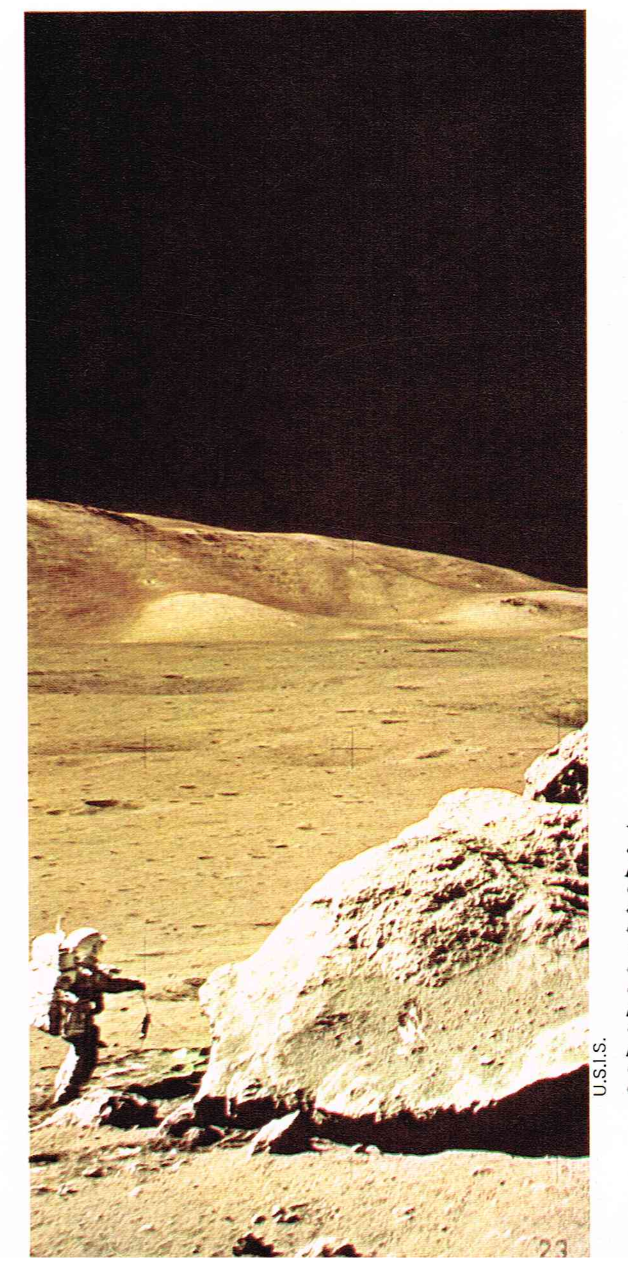
La Terre, vue de la Lune, est un très beau spectacle. Placé sur la face cachée, un observateur ne peut jamais voir notre planète, dont il pourrait ignorer l'existence! S'il est placé, au contraire, au centre de la face qui est tournée vers nous, la Terre sera pour lui sensiblement au zénith. Mais la libration qui nous a permis d'étudier les 6/10 du globe lunaire se traduit maintenant par un lent mouvement de la Terre. Celle-ci se déplace à l'intérieur d'un grand rectangle mesurant environ 16° en longitude et 14° en latitude. Les oscillations en longitude et en latitude ont respectivement des périodes de 27,55 jours et de 27,21 jours. Au cours des temps, la Terre occupe n'importe quelle place dans ce rectangle ; elle y décrit une sorte de courbe bouclée *(courbe de Lissajous)*. Le diamètre de la Terre vu de la Lune est environ 4 fois plus grand que le diamètre apparent de la Lune pour nous. Naturellement, notre planète présente des phases qui varient avec la période synodique, le mois lunaire de 29,55 jours. L'éclairement donné par la Terre est beaucoup plus important que le clair de Lune : la Terre a un diamètre apparent beaucoup plus grand et elle réfléchit mieux la lumière solaire que ne le fait la Lune. Au maximum, cet éclairement est environ 80 fois plus grand. La lumière est vert bleuâtre. On observe bien ce type d'éclairement à partir de la Terre surtout lorsque la Lune présente un fin croissant : il s'agit de la « lumière cendrée ».

Quand il y a une éclipse de Lune pour les Terriens, sur la Lune, on voit la Terre éclipser le Soleil. La surface lunaire prend alors une couleur cuivrée, parce que l'atmosphère de la Terre arrête les rayons bleus et violets, alors qu'elle laisse passer le rouge et l'orangé. En quelques minutes, la température de notre satellite descend de 65 °C.

La Lune et l'ère spatiale

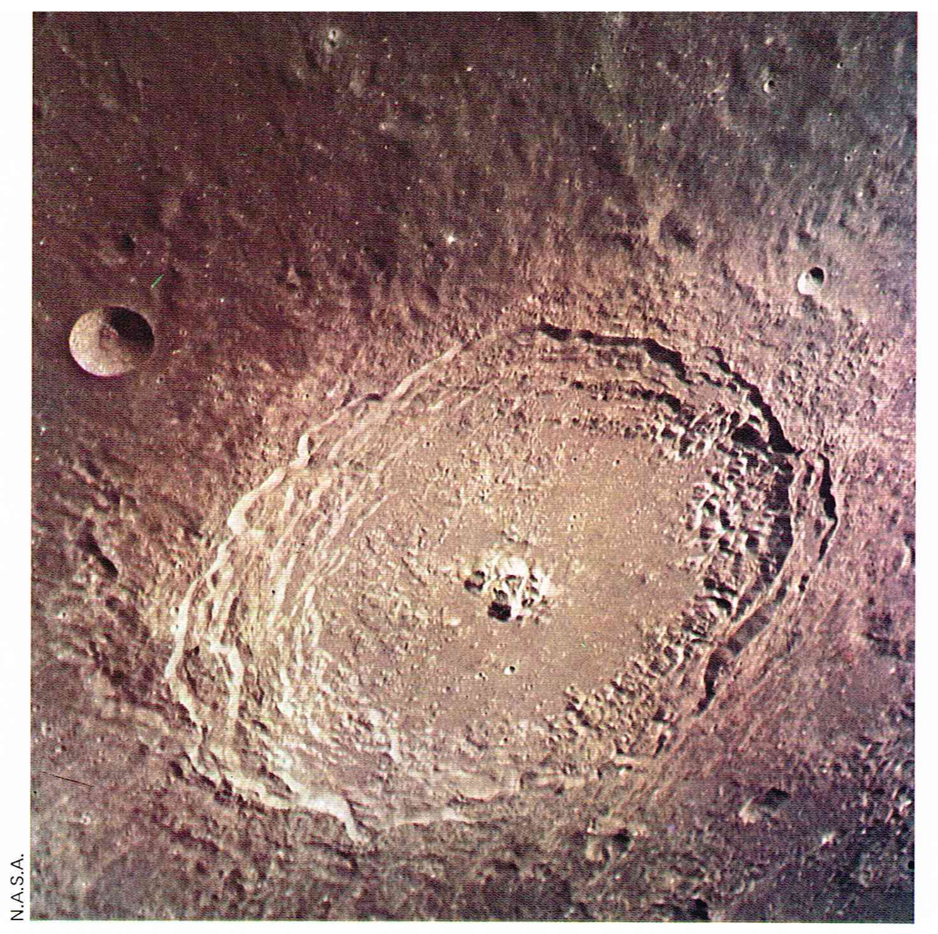
Les observations rapprochées de la Lune par les divers engins spatiaux soviétiques et américains ont ouvert une ère nouvelle dans notre connaissance du monde lunaire. Il n'est possible ici que de rappeler les dates principales.

Le 7 octobre 1959, le vaisseau spatial soviétique Lunik a pris et retransmis des photographies de la face arrière de la Lune. Ces observations furent suivies par les photographies d'une netteté extraordinaire transmises par les Rangers, lancés à partir de 1964 par les Américains. Puis a atterri sur la Lune la série des Surveyors qui ont transmis des images directes; puis en 1966, les Lunar Orbiters américains permirent une photographie très précise de



◀ *Ce panorama de la Lune a été photographié par la mission Apollo 17 commandée par G. Cernan, au cours de la troisième exploration en véhicule. On observe l'un des explorateurs portant un gnomon pour l'orientation des échantillons photographiés; on remarque également un énorme bloc erratique éclaté.*

U.S.I.S.



N.A.S.A.

▲ ***Le cratère Langrenus : la photographie a été prise par les astronautes d'Apollo 8 pendant qu'ils tournaient autour de la Lune.***

toute la Lune. Mais la date la plus importante est celle du 20 juillet 1969, où le vaisseau Apollo 11 déposa les premiers hommes, Armstrong et Aldrin, sur la Lune; six autres missions Apollo suivirent, dont seule la mission Apollo 13 eut des difficultés. Six équipages ont passé en tout 12 jours et 11 heures sur la Lune. Ils ont parcouru 96,5 km en 3 jours et effectué 9 heures de déplacement à pied ou en véhicule. En même temps, les Soviétiques firent atterrir Luna 16 et Luna 20 et purent aussi ramener des échantillons lunaires, grâce à une manœuvre complètement automatique.

La moisson de résultats est extraordinaire et nous ne pouvons donner que les résultats essentiels.

Les roches lunaires

Au cours des six missions Apollo, les astronautes américains ont ramené 386 kg de roches lunaires qu'ils ont ramassées sur la Lune, détachées de rochers ou même prélevées par carottage. Les sondes automatiques soviétiques, de leur côté, ont permis la récolte de 150 g d'échantillons. Ces échantillons n'ont pas été prélevés sur les roches en place mais sur la couche complexe, nommée régalithe, due aux remaniements de la surface supérieure.

La partie exposée des rochers a subi, pendant des millions ou des milliards d'années, le bombardement du vent solaire. L'érosion correspondante a arrondi les angles et emprisonné des atomes dont l'étude a pu être faite. Ces roches ont également subi l'impact de micrométéorites; elles présentent de petits cratères et des billes de verre, probablement créés aussi par l'impact de ces petits projectiles.

On peut classer ces échantillons en divers groupes : des basaltes, des roches reconstituées ou brèches, des petites sphères de verre et des poussières très fines dues à la décomposition des roches précédentes. A ces constituants principaux il faut ajouter des roches plus rares, analogues aux anorthoses de la Terre et des échantillons riches en potassium, phosphore, métaux et terres rares.

Un des résultats les plus nets est la détermination de la nature de coulées de *laves basaltiques* des « mers ». Ces basaltes sont semblables aux basaltes terrestres mais en diffèrent par une plus grande richesse en fer; ils sont également plus pauvres en silicium. Fondus, ils sont plus fluides que les laves terrestres et ont pu couler sur des centaines de kilomètres en couches assez minces. L'âge de leur formation est estimé à 3,7 milliards d'années. On pense qu'ils ont coulé par les orifices produits par la chute de météorites. Ces roches sont remarquables par l'absence d'eau et l'absence d'ions ferriques, ce qui montre qu'elles ont été produites en milieu réducteur.

Les *brèches* sont des associations de divers minéraux qui résultent de l'agglomération de roches brisées, puis comprimées et réassociées. Même les poussières contiennent des microbrèches.

Les *verres,* incolores ou colorés du jaune d'or au rouge et au noir, ont des compositions analogues aux basaltes riches en titane, qui avaient été la surprise des échantillons d'Apollo 11. Ces billes présentent des diamètres allant de quelques microns à 2 mm; des morceaux de verre peuvent avoir des volumes de l'ordre du centimètre cube. Les verres représentent la moitié des échantillons ramenés par les astronautes d'Apollo 11. La datation des brèches a donné des époques de formation plus anciennes que celles des basaltes, de l'ordre de 4,6 milliards d'années, dont l'explication est difficile.

Certains fragments rapportés par les astronautes d'Apollo 11 étaient blancs et avaient une nature spéciale; formés de minéraux, de feldspaths plagioclases, d'olivine et de pyroxène, ils n'ont d'analogues sur la Terre que quelques gros blocs d'anorthose trouvés dans des dépôts cambriens terrestres très anciens.

L'analyse détaillée des échantillons a montré la présence de 3 minéraux abondants (le pyroxène, le plagioclase et l'olivine), de 27 minéraux moins abondants, connus sur la Terre, allant de l'ilménite dans le quartz aux métaux purs (cuivre, fer, etc.), au rutile, etc., de 3 minéraux nouveaux inconnus sur la Terre (l'*armacolite* nommé en l'honneur des trois premiers astronautes, la *tranquillityite* ramassée dans la Mer de la Tranquillité et un minerai analogue à la *pyromanganite,* mais où le fer a remplacé le manganèse).

Parmi les roches ramenées par les astronautes d'Apollo 12 figuraient un certain nombre de masses amorphes ayant l'aspect de morceaux de caramel mou recouverts de poussières. L'analyse montra une prédominance importante du potassium (K), des terres rares (en anglais *rare earth elements* ou REE) et du phosphore (P). On les nomma pour cela des *kreeps.* Ils semblent provenir de l'explosion, il y a 3,7 milliards d'années, de couches situées en dessous des coulées de basalte. Ils sont radio-actifs et on a pu les mettre en évidence par leur rayonnement γ.

Une autre surprise a été de constater que ces roches étaient magnétiques. On pense que la Lune avait, dans les temps anciens, un champ magnétique.

L'installation de sismographes a permis de constater l'existence d'une couche rigide de 60 km d'épaisseur disposée sur un manteau de 1 000 km d'épaisseur, lui-même rigide. A l'intérieur existe un noyau fondu car il amortit beaucoup les ondes sismiques. La nature de ce noyau, fer ou roches, n'est pas connue; sa température est de 1 500 °K. Les tremblements de Lune, si l'on excepte les ondes dues à l'impact de météores, semblent se produire sur la discontinuité manteau-noyau, alors que les tremblements de Terre sont superficiels.

On a analysé les gaz inclus dans les roches : ils sont probablement d'origine solaire et dus au bombardement par les particules du vent solaire. Ils recouvrent d'ailleurs les roches lunaires d'une atmosphère très ténue d'hélium et d'argon. Les 3 000 atomes/cm^3 correspondent à une pression se chiffrant à beaucoup moins d'un millionième de millionième de millimètre de mercure (10^{-12} mm de Hg).

L'ensemble de ces résultats montre que la Lune n'est pas l'astre mort que l'on imaginait, qu'elle est chaude à l'intérieur et qu'elle a subi de nombreux réarrangements. Mais en raison de l'absence d'eau et d'atmosphère véritable, les phénomènes sont très différents des phénomènes terrestres.

Les sélénologues ont essayé de décrire l'histoire de notre satellite. Voici une des images qu'ils proposent : la Lune s'est formée, il y a environ 4,7 milliards d'années, par un mécanisme encore inconnu, soit par condensation à partir de la matière initiale du système solaire, soit par capture. On admet aujourd'hui que c'est l'hypothèse de la formation simultanée de la Terre et de la Lune qui est la plus vraisemblable.

Résumons une des descriptions possibles de la formation du système solaire sans oublier, toutefois, qu'il s'agit d'une hypothèse. Le Soleil, dont l'âge est estimé à 5 milliards d'années, était déjà né, mais caché à l'intérieur de sa nébuleuse primitive de poussières et de gaz, particulièrement dense dans le plan de l'écliptique. Ce nuage arrêtait tout rayonnement solaire à peu de distance du Soleil.

Du fait de la très basse température qui régnait dans l'espace, sans doute de l'ordre de — 260 °C, la vapeur d'eau, le gaz ammoniac, l'azote, l'anhydride carbonique, l'oxyde de carbone et le méthane se condensaient en poussières de neige et de glaces ; celles-ci, à leur tour, formaient de grandes condensations, des sortes d'embryons de planètes. Il régnait, dans ce milieu, une grande turbulence et des masses de plus en plus grandes se formaient, se fractionnaient et s'accumulaient de nouveau. Petit à petit, certaines masses se sont agglomérées en de plus grosses masses et l'énergie de gravitation libérée lors de cette condensation les échauffait de plus en plus, provoquant l'évasion des substances les plus légères et les plus volatiles mais en laissant les matières pierreuses et métalliques. Ainsi, pendant des dizaines de millions d'années, la Terre s'est condensée jusqu'à ce que le Soleil commençât à être visible.

La Lune s'est formée simultanément soit comme une autre planète, capturée ensuite par la Terre, soit directement, comme satellite. F. Whipple imagine que la Terre avait un anneau semblable à celui qui entoure encore aujourd'hui Saturne et que la Lune serait due à la condensation de cet anneau. Le noyau de la Lune se serait ensuite réchauffé par suite de la désintégration d'éléments radioactifs ; il est probable qu'elle ne s'est pas réchauffée suffisamment pour produire un noyau ferreux comme celui de la Terre.

Les grosses masses, plus ou moins condensées, continuèrent à tomber sur la Lune pendant des centaines de millions d'années en créant d'innombrables cratères. Entretemps, la chaleur interne augmentait et faisait fondre une couche superficielle de 400 km d'épaisseur. Pendant cette période critique, les grandes dépressions, ou « mers », le fond de nombreux cratères, les vallées et les fractures les plus profondes se remplirent de lave. Mais cette période, relativement brève, fut suivie d'une période de mouvements tectoniques produisant des affaissements, des élévations et des fentes. Le bombardement météoritique a fortement diminué d'intensité et il semble que depuis 3 milliards d'années il se soit stabilisé. Seul, le cratère Tycho se serait formé il y a 900 millions d'années.

Mercure, Vénus et Mars semblent avoir été soumis aux mêmes bombardements ; la Terre probablement aussi, mais l'érosion par le vent et l'eau a tout effacé.

L'action des volcans est certaine en différentes régions de la Lune, mais beaucoup de cratères, surtout les plus grands, ont été provoqués par des chocs de météorites. La chute de météorites est aussi observée sur la Terre. Cependant, sur notre planète, les phénomènes géologiques les ont érodés et détruits ; seuls sont encore visibles les plus récents. Les pics centraux que présentent de nombreux cratères lunaires sont moins élevés que les bords des cirques eux-mêmes. Selon d'anciennes théories, ces pics centraux seraient produits par la chute des débris formés par l'impact de la météorite et qui s'accumulent, pour une simple raison géométrique, au centre. Selon C.P. Kuiper, les pics centraux se seraient formés pendant la période où la Lune était encore partiellement fondue : l'impact de la météorite créait une cavité au centre de la surface d'où sortait la lave qui formait les pics centraux. Les cratères formés avant et après cette période ne devraient donc pas présenter de pics centraux.

Les « mers » furent également produites, toujours durant la même période, par suite du choc de grandes météorites qui brisèrent la croûte en provoquant des sorties abondantes de lave.

▼ Le cratère Goclenius dans la Mer de la Fécondité. Ce cratère a un diamètre de 65 km, et il est parcouru par des crevasses ; les cratères du fond sont Colomb, Magellan A et B et Gutenberg (Apollo 8, 24-25 décembre 1968).



U.S.I.S.

▶ ***Représentation schématique de l'avance séculaire du périhélie de* Mercure *(dont l'orbite autour du Soleil est indiquée en rouge).***

La récente découverte de noyaux denses, ou mascons, sous la surface de certaines mers lunaires semble renforcer l'hypothèse météoritique de la formation de la surface lunaire. Toutefois, on a observé de nombreux autres indices qui contrediraient au moins partiellement cette théorie. Par exemple, certaines crevasses semblent être d'anciens fleuves lunaires. Cela prouverait que la Lune aurait non seulement présenté une activité volcanique mais, au moins pendant une courte période, également contenu de l'eau. Cette hypothèse, émise pour la première fois en 1876 et reprise par W.H. Pickering en 1905, est acceptée à notre époque par H.C. Urey et d'autres spécialistes ; mais elle paraît infirmée par l'analyse chimique des roches lunaires.

La publication des résultats des analyses des roches lunaires et des innombrables documents est à peine commencée. Il y aura des résultats inattendus : ainsi, on a mis en évidence des traces de composés carbonés et parmi eux des amino-acides, c'est-à-dire les composants typiques de la vie. Sept échantillons de roches ramassés lors de l'expédition d'Apollo 14 montrent environ 100 millionièmes de carbone et on a mis en évidence de la glycine, des acides aspartique et glutamique. La molécule la plus abondante, la glycine, est présente à 0,2 nanomolécule par gramme d'échantillon. Cette proportion est évidemment très faible ; naturellement, de nombreuses précautions ont été prises pour vérifier qu'il n'y a pas eu de contamination par les astronautes. Il n'est pas sûr que ces molécules soient d'origine biotique. Mais elles sont d'un intérêt prodigieux.

Mercure

Des deux planètes inférieures (Mercure et Vénus), Mercure est la plus proche du Soleil et la plus petite : elle a un diamètre de 4 878 km, c'est-à-dire à peine une fois et demie celui de la Lune. Sa masse représente 0,0554 fois celle de la Terre. Son orbite, très inclinée sur le plan de l'écliptique (7° 00'), est très elliptique (e = 0,205 6) ; la distance de l'astre au Soleil varie de 46 millions de kilomètres au périhélie à environ 70 millions de kilomètres à l'aphélie ; la valeur moyenne est d'environ 58 millions de kilomètres, soit 0,4 unité astronomique.

Le périhélie de Mercure tourne de 570" par siècle dont seulement 530 sont expliquées par la théorie de Newton. La différence, exactement de 42",5 ± 0,9 par siècle, a pu être expliquée par la théorie de la Relativité généralisée. Toutes les autres explications avancées, notamment celle de l'existence d'une planète plus proche du Soleil, Vulcain, n'ont pas été confirmées. Cette planète n'a jamais été découverte.

Nous avons déjà expliqué les conditions générales d'observation d'une planète inférieure. Dans le tableau ci-dessous sont indiquées les valeurs moyennes des paramètres principaux.

▼ ***Tableau des valeurs moyennes des paramètres principaux définissant les conditions d'observation de* Mercure *(planète inférieure).***

MERCURE

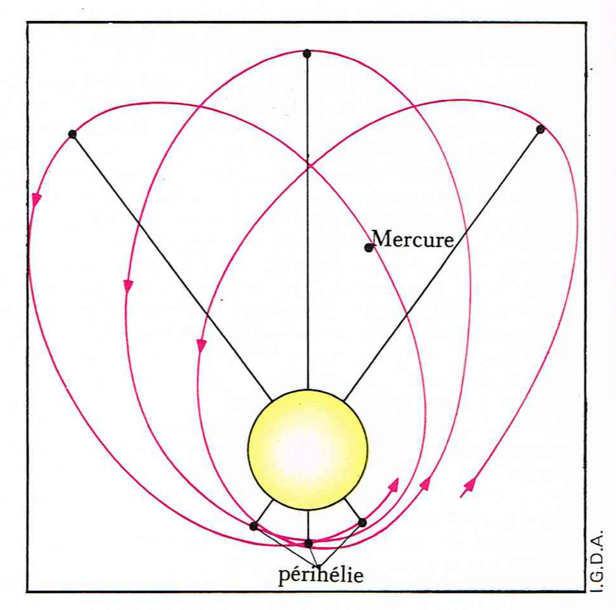
	CS Conjonction supérieure	EE Élongation orientale (Est)	CI Conjonction inférieure	EW Élongation occidentale (Ouest)	CS Conjonction supérieure
Temps en jours	0	36,4	58,0	79,80	115,9
Diamètre apparent	5"	7"	11"	7"	5"
Magnitude	− 1,7	− 0,3	+ 2,8	− 0,3	− 1,7

CS EE CI EW CS

EW EE CS

CS ST CI ST

Richard Colin

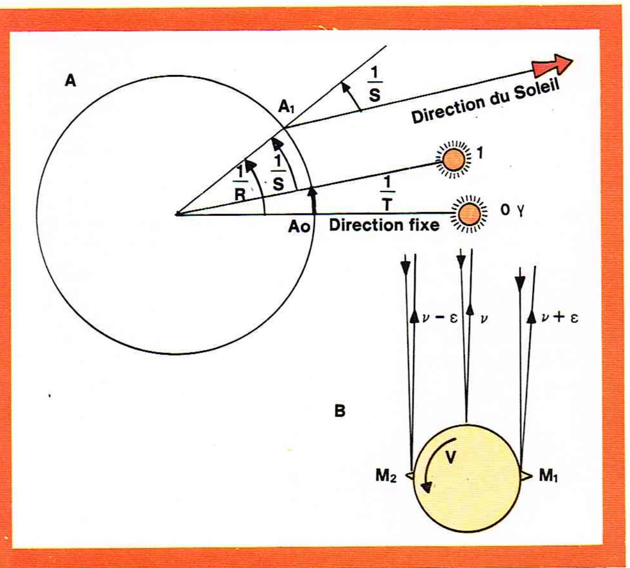


La planète n'est observable qu'à l'aube ou au coucher du Soleil et il faut attendre les époques d'élongation maximale (l'élongation est la distance angulaire entre le Soleil et la planète) qui ont lieu six fois par an, à raison de trois élongations orientales et trois élongations occidentales. Les époques pendant lesquelles l'écliptique forme le plus grand angle avec l'horizon sont les plus favorables. C'est seulement alors que le Soleil se trouve assez bas sous l'horizon, immédiatement après le coucher ou avant le lever de la planète. Les époques les plus favorables pour observer Mercure sont les élongations qui ont lieu le soir, en avril et mai, après le coucher du Soleil, ainsi qu'en septembre et octobre, le matin, avant l'aube. Les élongations maximales du tableau ci-contre, en bas, sont les valeurs moyennes, mais elles varient beaucoup avec la position de la planète sur l'orbite. L'élongation est de 28° quand Mercure est au maximum de distance du Soleil (aphélie). On peut alors observer la planète pendant une heure comme une étoile de première grandeur. Par contre, la distance angulaire au Soleil n'est que de 18° quand elle coïncide avec le périhélie.

Naturellement, Mercure présente des phases. A la conjonction inférieure, il est très proche de la Terre, mais nous présente sa face non éclairée. C'est à ce moment qu'il peut passer sur le disque du Soleil. Son diamètre angulaire est alors maximal (de l'ordre de 11"). Mais la planète n'est pas observable. A la conjonction supérieure, nous voyons la face éclairée, mais le diamètre angulaire n'est que de 4",5 et il disparaît dans le rayonnement solaire. On ne peut donc étudier Mercure que pendant des phases partielles. Les conditions sont si difficiles que Copernic n'a jamais pu l'apercevoir.

Des observations visuelles au télescope, les astronomes avaient déduit que Mercure tournait sur son axe en 88 jours, temps égal à celui qu'il met à accomplir une révolution autour du Soleil, et qu'il tournait donc toujours la même face vers le Soleil. De récentes observations hertziennes, à l'aide du grand radiotélescope d'Arecibo (Porto Rico) ont abouti à des conclusions différentes. Les astronomes ont envoyé des signaux de radar sur Mercure et ils ont observé deux échos secondaires déplacés en fréquence de part et d'autre du signal de retour principal. Ces échos s'expliquent si on admet d'une part que la planète tourne et que d'autre part, elle comporte des montagnes. Les flancs des montagnes situées sur un bord s'approchent, celles de l'autre bord s'éloignent. Les premières montagnes renvoient une onde de fréquence légèrement augmentée par effet Doppler Fizeau, les secondes une onde de fréquence diminuée. On a ainsi montré que Mercure tourne dans le même sens que la Terre avec une période de rotation de 59 jours. Ces résultats ont été confirmés par les observations spatiales faites en 1973-1974. Le sens de la rotation est le même que celui de la révolution.

Pour calculer la durée du jour de Mercure, il faut tenir compte de la vitesse angulaire due à la rotation de période R = 59 jours et de la vitesse angulaire corres-



Richard Colin

pendant la révolution autour du Soleil de période T = 89 jours. Ces vitesses angulaires sont 1/R et 1/T et on obtient la durée du jour par la formule :

$$\frac{1}{S}=\frac{1}{R}-\frac{1}{T}$$

qui est analogue à celle qui permet de calculer les durées des révolutions synodiques. Avec les valeurs R = 59 et T = 89, on trouve S = 179 jours terrestres, ou 2 révolutions ou années de Mercure. Cela signifie que le Soleil brille en un point de la surface mercurienne pendant une période de temps égale à environ 89 jours terrestres et qu'il est couché pendant une nuit de 89 jours terrestres. La planète reçoit la lumière solaire sur toute sa surface et il n'existe pas de côté situé toujours dans l'ombre.

Au périhélie, Mercure reçoit onze fois plus de rayonnement par unité de surface que la Terre. La température atteint sa valeur maximale : le calcul donne 330 °C mais les mesures environ + 420 °C. L'étain et le plomb seraient liquéfiés. A l'aphélie la température est de + 290 °C, le rayonnement solaire étant alors seulement quatre fois plus important que celui qui arrive sur Terre. La température moyenne du côté éclairé est d'environ + 340 °C. Les astronomes du radio-observatoire de Parkes en Australie estiment à environ 0 °C la température de la partie nocturne.

L'observation télescopique et photométrique de cette planète laissait prévoir qu'elle devait ressembler à la Lune, avec des montagnes, des mers et des cratères. On observe, depuis la Terre, des taches assez caractéristiques, que l'on retrouve sur tous les dessins de Mercure effectués depuis un siècle, notamment par Schiaparelli, Antoniadi, Lyot et Dollfus.

Notre connaissance de Mercure a été complètement renouvelée grâce à l'engin spatial américain Mariner 10, lancé le 3 novembre 1973 du Cap Kennedy et qui, après avoir étudié Vénus, s'est approché, fin mars 1974, de Mercure. Il a pris plus de 2 000 photographies, transmises à la Terre par télévision depuis une distance de 145 millions de kilomètres. Le satellite, qui avait été conçu surtout pour l'étude de Vénus, s'est approché à 750 km mais il était alors au-dessus de la face non éclairée. Les photographies les plus rapprochées ont été obtenues avec un télescope Cassegrain de 150 cm de distance focale, mais d'une distance nettement plus grande. Le vidicon de la caméra de télévision mesure 9,6 × 12,5 mm et comprend 700 lignes de 832 éléments. La durée de transmission d'une image était de 42 secondes.

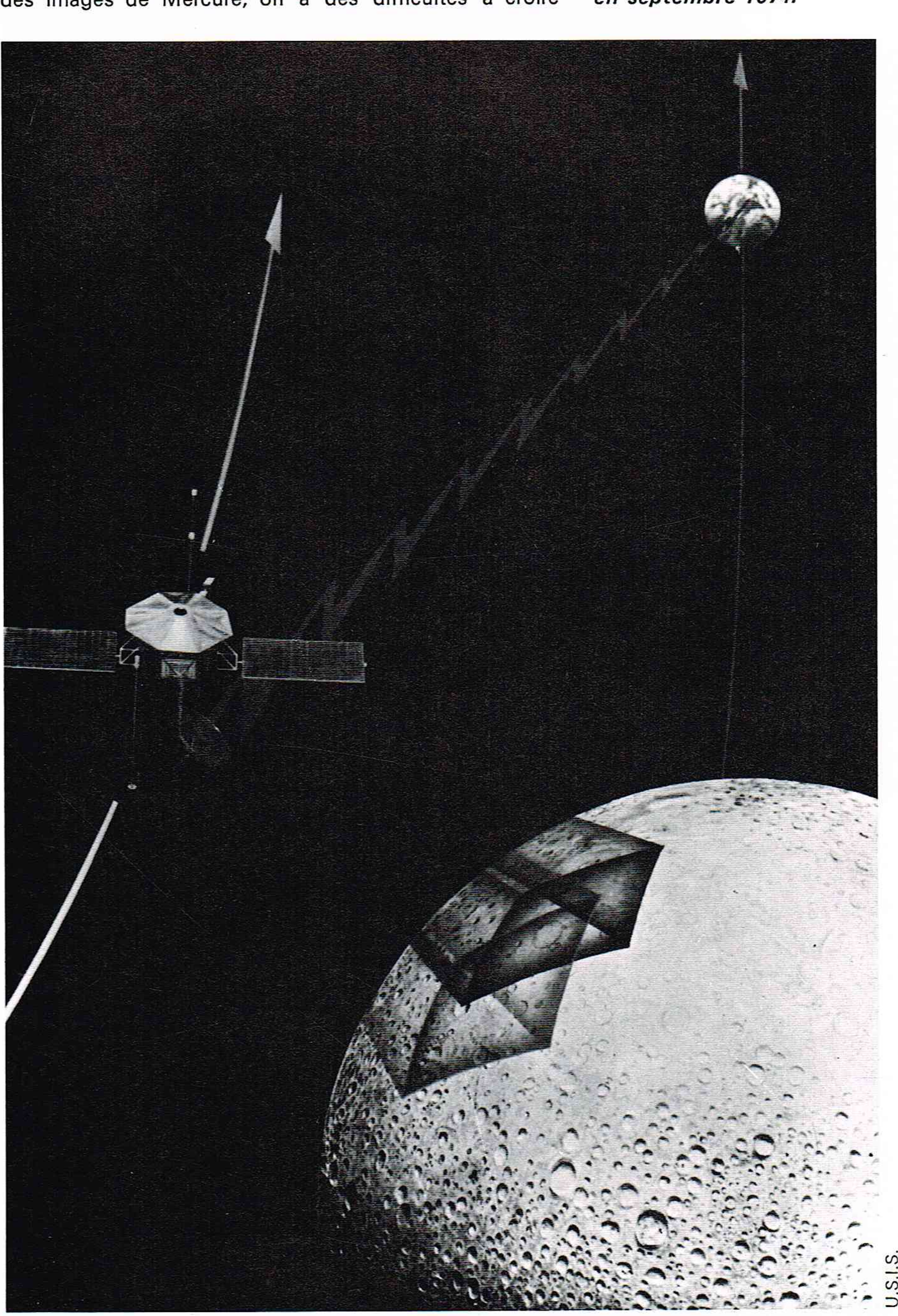
Les photographies ont confirmé que Mercure ressemble étrangement à la Lune. Ces documents, qui ne couvrent que 25 % de la surface de Mercure, ont été complétés par une seconde série obtenue en septembre 1974 lorsque Mariner 10 s'est approché une seconde fois de Mercure dans d'excellentes conditions, ce qui a permis de couvrir 12 % de surface de plus, surtout près du pôle Sud. La troisième approche de Mercure a eu lieu le 16 mars 1975 à 22 h 38 TU, la distance minimale était de 320 km. 300 nouvelles photographies à grande résolution ont été transmises. A cause de difficultés rencontrées avec l'orientation de l'antenne, le nombre d'informations transmises a dû être réduit au cinquième (22 000 bits par seconde au lieu de 117 000). Plutôt que d'altérer la qualité des transmissions, les responsables ont préféré réduire la surface des vues transmises. Dans ces conditions, les détails les plus fins étaient de 500 m alors qu'ils étaient de 1 000 m en septembre 1974. A cause de ces difficultés techniques, la surface de Mercure photographiée n'a pas été considérablement augmentée.

Une découverte importante est la mise en évidence certaine d'un champ magnétique propre à Mercure. Il est environ 50 fois plus faible que le champ magnétique terrestre et mesure entre 350 et 700 gammas contre 30 000 à l'équateur terrestre. Mais ce champ produit une magnétopause autour de Mercure, et il n'est certainement pas dû au vent solaire. On pense qu'une couche extérieure de 500 à 600 km d'épaisseur est formée par des silicates. Par sa constitution, Mercure est beaucoup plus voisin de la Terre que ne l'est la Lune.

Lorsque l'on regarde pour la première fois des photographies de Mercure, la similitude entre Mercure et la Lune est frappante : et même lorsqu'on sait qu'on examine des images de Mercure, on a des difficultés à croire

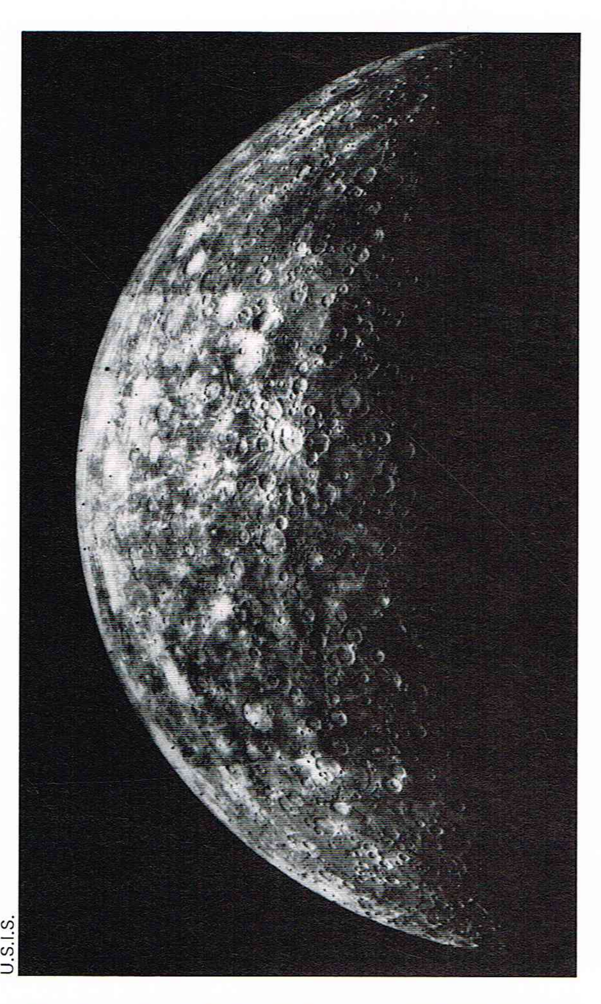
◀ ***Schéma A,*** **Mercure :** ***le Soleil est au zénith en A_0, à l'époque T_1 le Soleil s'est déplacé en 1 et l'observateur en A_1. Les flèches sont les vitesses angulaires (fraction de révolution par jour). On vérifie que*** $\frac{1}{S}=\frac{1}{R}-\frac{1}{T}$.
Schéma B, **Mercure :** ***changement de la fréquence*** ν ***par la réflexion sur des flancs de montagnes en M_1 et M_2.*** $\varepsilon=\nu\cdot\frac{V}{c}$, ***où V est la vitesse de rotation.***

▼ ***Montage photographique montrant la position de Mariner 10 dans l'espace devant*** **Mercure** ***en septembre 1974.***



U.S.I.S.

▶ *Photographie composite de Mercure obtenue à partir de 9 clichés pris à une distance de 233 000 km le 29 mars 1974, six heures avant que Mariner 10 se trouve à la distance minimale de la planète. Cette partie de Mercure est recouverte d'un très grand nombre de cratères, dont certains atteignent 200 km de diamètre.*



U.S.I.S.

que ce ne sont pas des images de la Lune. Mais il y a des différences : les surfaces, peu accidentées, analogues aux mers lunaires, existent, mais elles sont plus petites et moins nombreuses. Cependant, il ne faut pas oublier qu'en 1975, nous ne connaissons qu'un peu plus du tiers de la surface, et de grandes régions de la Lune, comme la face arrière, sont dépourvues de mers. Les chaînes de montagnes de Mercure paraissent moins nombreuses.

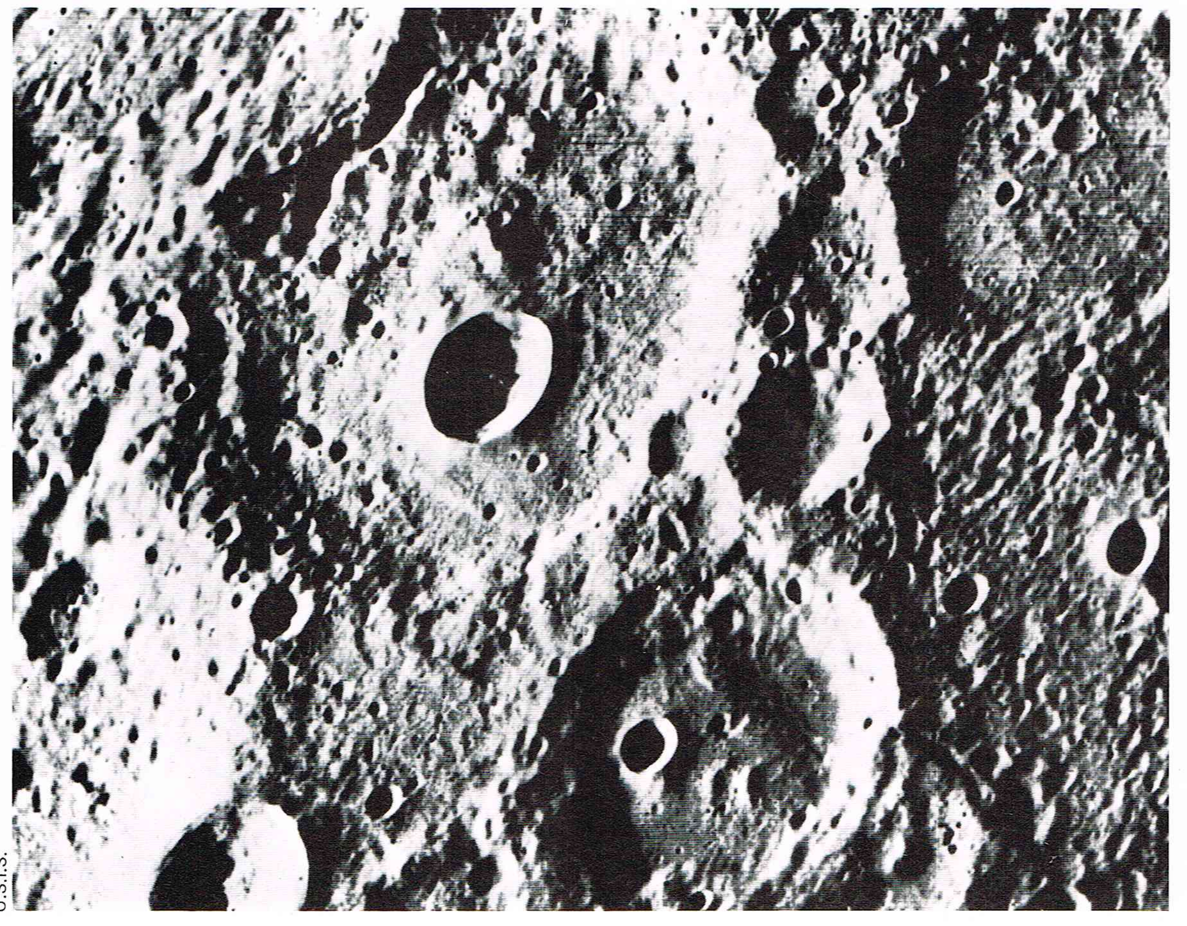
Les cratères couvrent pratiquement toute la surface explorée. Les plus grands ont moins de 100 km de diamètre et les plus petits mesurent 500 à 1 000 m, ce qui est la limite de résolution des images actuelles. Quelques cratères présentent, comme ceux de la Lune, des traînées blanches convergentes vers leurs centres ; c'est le cas d'un beau cratère de 80 km de diamètre sur lequel se superpose un cratère de 40 km, plus jeune (les deux présentent des pics centraux). Les cratères de Mercure de mêmes dimensions paraissent moins profonds que ceux de la Lune. Ils montrent moins de matière éjectée. Les pics centraux sont plus fréquents et les bords présentent souvent une sorte de terrasse intérieure.

Il existe sur Mercure des petits sillons, mais ils sont beaucoup plus rares que sur la Lune et ne présentent pas les tracés en zigzag des sillons lunaires.

Les structures les plus caractéristiques de Mercure sont des escarpements longs et très profonds. L'un d'eux, situé près du pôle Sud, a 300 km de long et présente probablement des différences d'altitude de 3 000 m entre les bords. Il s'agit probablement de failles d'origine tectonique. Il est possible que ces accidents soient en relation avec une formation très importante, nommée bassin des Chaleurs et située à l'antipode, et qui est peut-être le lieu d'impact d'une très grosse masse.

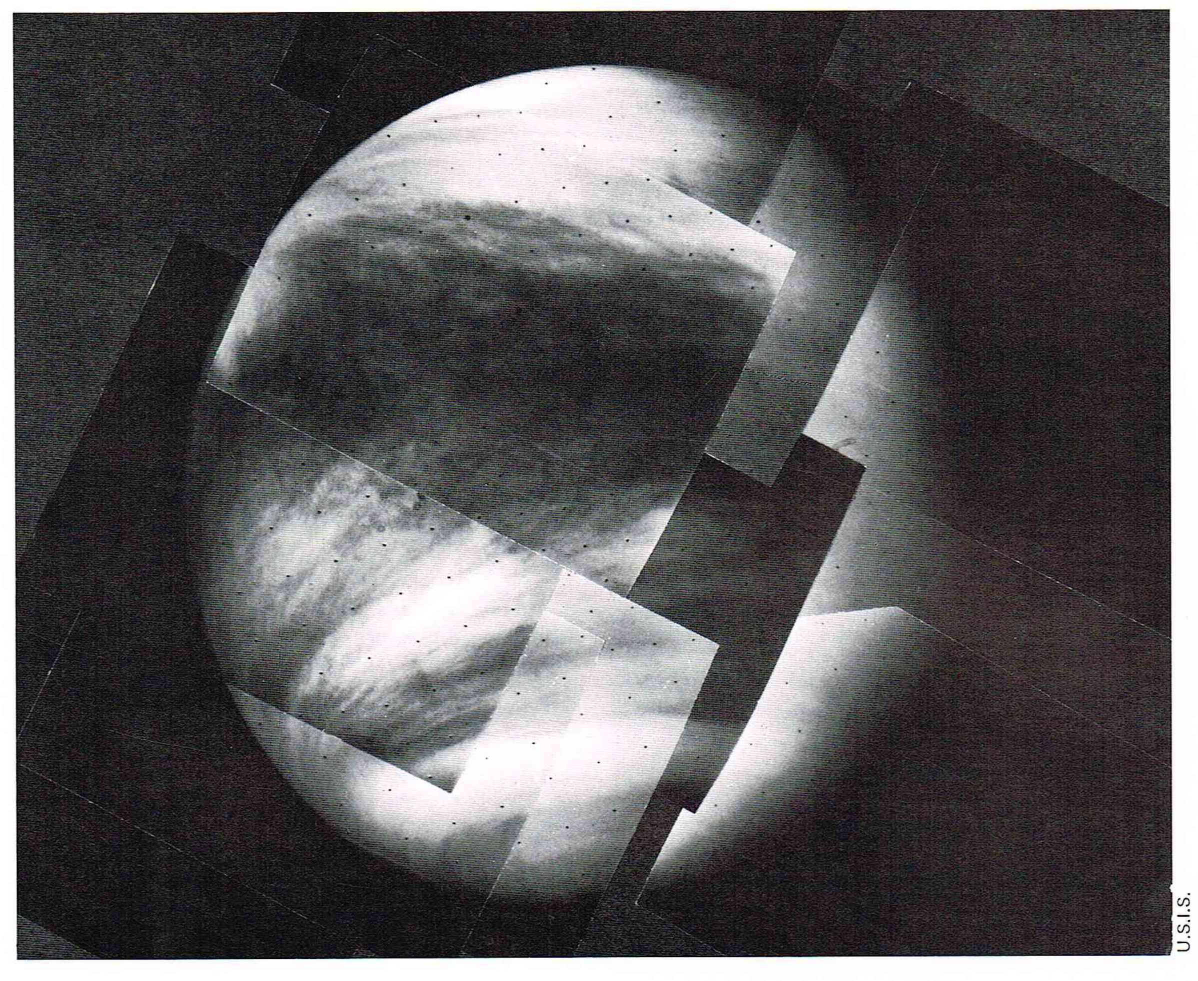
L'aspect général de Mercure montre qu'il n'y a pas d'érosion par le vent et que cette planète n'a probablement pas eu d'atmosphère depuis des milliards d'années.

Les très nombreuses et belles photographies transmises par Mariner 10 sont admirables et constituent une réalisation scientifique et technique à laquelle aucun astronome ne pouvait rêver lorsqu'il regardait Mercure avec les plus grands télescopes terrestres et qu'il le dessinait avec beaucoup d'application.



U.S.I.S.

▶ *Photographie obtenue par Mariner 10 à 20 700 km de distance d'une région de Mercure comportant des vieux cratères de moyennes dimensions. Leurs bords montrent de nombreux petits cratères qui sont probablement des impacts secondaires. Le cratère près du centre du cliché dont les bords sont très nets a un diamètre d'environ 20 km.*



U.S.I.S.

◀ *Photographies composites de* Vénus *prises par les caméras de télévision, de Mariner 10 en ultraviolet, le 6 février 1974, de 21 h à 21 h 30 mn T. U., alors que le vaisseau spatial était à 845 000 km de la planète.*

Vénus

La planète Vénus est la belle étoile du soir ou du matin, nommée encore étoile du berger. Elle est, après le Soleil et la Lune, l'astre le plus brillant du firmament. Nous savons aujourd'hui que Vénus est une planète qui tourne autour du Soleil à la distance de 0,72 unité astronomique ou 108 millions de kilomètres. Sa durée de révolution sidérale est de 225 jours. Son orbite est presque circulaire : l'excentricité de son orbite n'est que de 0,006 8, de sorte que sa distance au Soleil ne varie que de 109 à 107 millions de kilomètres. Cette orbite est inclinée de 3° 24' sur l'écliptique.

Nous avons déjà décrit le mouvement apparent des planètes inférieures. Rappelons les données pour Vénus.

Au moment de la conjonction inférieure, Vénus est à son minimum de distance de la Terre (41 millions de kilomètres). Son diamètre apparent est alors maximal (63''), mais elle présente la face non éclairée vers la Terre et sa surface éclairée n'est pas visible; nous ne l'apercevons pas, mais elle peut se détacher sur le Soleil lorsque la conjonction a lieu au moment où la planète est près de l'intersection du plan de l'orbite avec l'écliptique; les passages de Vénus sont peu fréquents. Les derniers ont eu lieu en 1874 et 1882; les prochains se produiront en 2004 et 2012.

Ces passages ont eu une importance très grande dans l'histoire de l'astronomie : on avait espéré s'en servir pour la détermination de la distance du Soleil. En effet, le passage n'a pas lieu exactement au même point du disque solaire pour des observateurs très éloignés sur la Terre. Halley avait indiqué la possibilité de déterminer la parallaxe par la mesure des durées des transits, observés en deux points éloignés de la Terre. Des observations furent organisées pour les passages de 1761 et 1769 ainsi que pour ceux de 1874 et 1882. Mais elles échouèrent, car le passage de Vénus ne présenta pas du tout la netteté escomptée : un peu avant le passage, on constata que Vénus était entourée d'une auréole et qu'au contact, elle formait une sorte de goutte d'eau du côté du Soleil. Les astronomes expliquèrent correctement ces effets par l'existence d'une atmosphère autour de Vénus.

Après la conjonction, Vénus est visible comme astre du matin. Elle montre alors des phases : elle présente d'abord un petit croissant, puis revêt l'aspect d'un quartier de Lune. A ce moment, elle paraît, pour un observateur terrestre, à la plus grande distance angulaire du Soleil. Cette élongation a lieu 71 jours après la conjonction. Vénus est alors située à une distance angulaire de 46° du Soleil et se lève plusieurs heures avant celui-ci. Son diamètre angulaire est de 25''. Ensuite, la planète s'éloigne de plus en plus de la Terre pour atteindre la distance de 257 millions de kilomètres; le diamètre n'est plus que de 10''. Elle disparaît derrière le Soleil dans les lueurs du crépuscule. On assiste ensuite à l'apparition vespérale de la planète, qui accomplit le cycle symétrique pour revenir en conjonction inférieure après 584 jours, durée qui représente la révolution synodique.

▼ *Tableau des valeurs moyennes des paramètres principaux définissant les conditions d'observation de* Vénus.

VÉNUS

	CS Conjonction supérieure	EE Élongation orientale (Est)	ME Maximum d'éclat	CI Conjonction inférieure	ME Maximum d'éclat	EW Élongation occidentale (Ouest)	CS Conjonction supérieure
Temps en jours	0	221	256	292	328	363	584
Diamètre apparent	10"	25"		61"		25"	10"
Magnitude	− 3,5	− 4,0	− 4,3	− 3,0	− 4,3	− 4,0	− 3,5

CS EE ME CI ME EW CS

EW EE CS St ME ME St CS CS CI

Richard Colin

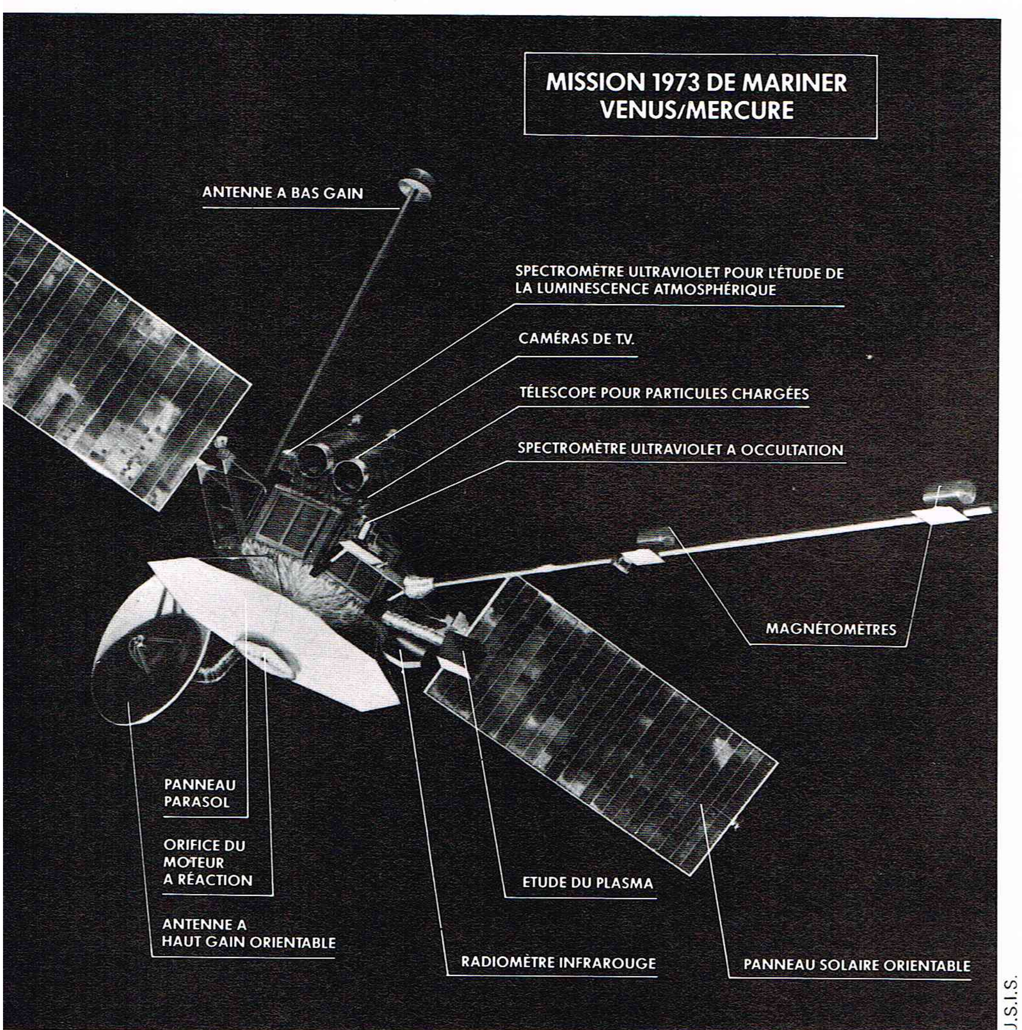
Vénus est toujours difficile à observer : lorsqu'elle est proche elle est mal éclairée, et lorsqu'elle est bien éclairée elle est lointaine. Son observation près du coucher ou du lever est difficile car la planète est basse sur l'horizon, et en plein jour l'observateur est gêné par la lumière solaire et une atmosphère terrestre en général plus turbulente. Il n'est donc pas surprenant que nos connaissances de Vénus par l'observation directe aient donné peu de résultats. Celle-ci a néanmoins permis de mettre en évidence des taches un peu plus sombres, qui ont été interprétées comme des nuages. On a hésité très longtemps sur la période de rotation de Vénus, et cette question n'a été définitivement résolue que par l'observation spatiale.

La proportion de lumière solaire réfléchie par Vénus, ou albédo, est beaucoup plus grande que pour Mercure ou la Lune (voisine de 0,72). Cette différence s'explique par l'existence d'une atmosphère autour de Vénus.

L'étude de la lumière de Vénus au spectrographe a donné des résultats intéressants. On observe la lumière solaire réfléchie et on peut déterminer avec précision la vitesse d'éloignement ou d'approche de la planète. Cette valeur permet, à son tour, de déterminer avec précision en fin de compte les dimensions du système solaire, c'est-à-dire la valeur de l'unité astronomique.

L'analyse spectroscopique montre la présence des bandes d'absorption de la molécule de gaz carbonique, laquelle est très abondante; les spectres obtenus par transformée de Fourier sont parmi les meilleurs que nous connaissions concernant cette molécule. Cette méthode, appliquée en 1969 à l'Observatoire de Haute-Provence par P. Connes, a montré en plus la présence de la molécule d'oxyde de carbone (CO) et des traces des molécules d'acide chlorhydrique (ClH) et fluorhydrique (FH). Ces spectres sont si précis qu'ils mettent en évidence les isotopes $_{35}Cl$ et $_{37}Cl$ dans la même proportion que pour le chlore terrestre.

▼ Durant le vol, les panneaux solaires de 265 cm d'envergure de Mariner 10 sont dirigés vers le Soleil, mais ils peuvent être partiellement détournés lorsque l'engin est trop près du Soleil. Les deux caméras de télévision sont montées sur une plate-forme orientable suivant deux axes (photographie « Jet Propulsion Laboratory »).



U.S.I.S.

On a pu envoyer des ondes radioélectriques sur Vénus et observer des échos de radar. Cela a permis de déterminer l'unité astronomique par la mesure du trajet aller-retour de l'écho. Une analyse détaillée de l'écho a permis de détecter sur Vénus des montagnes de 3 à 4 km de haut. Le radar a aussi permis de détecter un grand cratère de 160 km de diamètre et de 500 m de profondeur, dont l'origine (volcanique ou météoritique) est inconnue.

Ces mesures ont enfin permis de préciser un point important : la rotation de Vénus. Comme nous l'avons déjà indiqué, nous n'apercevons que l'atmosphère supérieure de Vénus et la détermination de la période de rotation du globe a été longtemps impossible. Divers raisonnements, qui se sont révélés faux, indiquaient que Vénus tournait toujours la même face vers le Soleil. Le radar a montré que la rotation de Vénus était très lente, mais rétrograde; la période de rotation est de 243 jours. Comme dans le cas Mercure la formule

$$\frac{1}{S} = \frac{1}{R} - \frac{1}{T}$$

permet de calculer la durée du jour de Vénus. Mais la rotation de Vénus étant rétrograde, R est négatif et

$$\frac{1}{S} = -\frac{1}{243} - \frac{1}{225}$$

on trouve la valeur S = —116,8 jours terrestres ou sensiblement une demi-année de Vénus. La valeur négative veut dire que le Soleil se déplace pour l'observateur vers la gauche, c'est-à-dire vers l'est. Le Soleil se lève à l'ouest et se couche à l'est. L'inclinaison de l'axe de rotation sur l'orbite n'est que de 3°, et il n'y a pas de saisons sur Vénus.

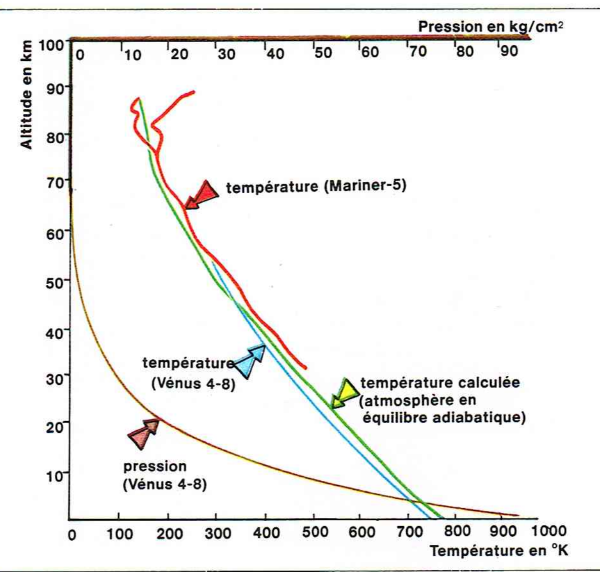
Notre connaissance de Vénus a été complètement renouvelée par la recherche spatiale. La compétition entre les États-Unis et l'Union soviétique a été très fructueuse. Les États-Unis ont envoyé en 1962 leur sonde Mariner 2, qui s'approcha le 14 décembre 1962 à 35 000 km de la planète. Cette expérience fut répétée par Mariner 5 le 19 octobre 1967, et surtout par Mariner 10 le 5 février 1974. Les Soviétiques, de leur côté, ont fait atterrir des sondes. Le premier succès fut celui de Vénus 4, qui pénétra dans l'atmosphère de Vénus : un parachute s'ouvrit à 58 km d'altitude mais l'instrument cessa de fonctionner à 28 km, où la pression était de 20 atmosphères. En 1969, Vénus 5 et 6 s'enfoncèrent un peu plus. Le 15 décembre 1970, la capsule Vénus 7 toucha le sol mais l'émission radio cessa immédiatement. Enfin, Vénus 8 atterrit le 22 juillet 1972 et permit une très bonne étude de la planète.

Vénus 9 le 22 octobre 1975 et Vénus 10 le 25 octobre 1975, deux sondes soviétiques, ont atterri sur Vénus. Elles ont pu transmettre de très bonnes photographies du sol de Vénus. Les engins ont fonctionné pendant 1 heure, ce qui est remarquable dans les conditions de pression et de température de Vénus. Les résultats sont tout à fait inattendus. En effet, les photographies transmises par Vénus 9 montrent un paysage avec des roches arrondies de 30 à 40 cm de diamètre et projetant des ombres très nettes. L'existence de roches est surprenante car on pensait que la surface de Vénus était peu rugueuse, les détails étant effacés par l'érosion. Les ombres portées par le Soleil sont aussi une surprise car on pensait que les rayons solaires ne pouvaient atteindre le sol à travers une atmosphère très dense. La région visitée par Vénus 10 est moins accidentée. On pense qu'elle doit être plus vieille que la première région photographiée. Quoi qu'il en soit la surprise est totale et nous sommes loin de bien connaître notre planète voisine.

Ces instruments ont transmis les pressions et les températures pour diverses altitudes; ils ont aussi effectué l'analyse chimique de l'atmosphère par des procédés d'absorption : absorption du gaz carbonique (CO_2) par la soude (NaOH), de l'oxygène par le phosphore blanc, de l'eau par un dessèchant ($CaCl_2$). Ces résultats ne sont pas précis mais ils montrent que l'atmosphère est pratiquement du gaz carbonique pur :

CO_2 : 97 % $\pm$ 4; O_2 : 0,1 %; H_2O : 6 à 10 mg par litre.

La température varie beaucoup avec l'altitude. A l'endroit où la pression est de 0,6 atmosphère, la température est de 25 °C; à 18 atmosphères elle est de 280 °C, et à 27 atmosphères de 320 °C; au sol, la pression est



Richard Colin

◄ *Variation de la pression et de la température dans l'atmosphère de* **Vénus** *en fonction de l'altitude. La courbe en vert donne le profil moyen des températures mesurées par Mariner, d'une part, et les sondes soviétiques, d'autre part. La courbe en noir donne les valeurs de la pression obtenues par les sondes soviétiques Vénus 4 et 8 (échelle logarithmique). Selon les mesures de Vénus 8, la température à la surface est de 743 ± 8 °K et la pression de 93 ± 1,5 km/cm².*

de 95 atmosphères et la température de 530 °C ; le plomb y est fondu. La dernière sonde a permis de faire une analyse du sol, qui paraît dur et dont la radio-activité est très comparable à celle du sol terrestre.

Les résultats obtenus par les sondes Mariner et particulièrement par Mariner 10, le 5 février 1974, sont très importants. Ils montrent en détail la structure de la couche de nuages de Vénus. Dans la région équatoriale et jusqu'à des latitudes de 45°, on observe des couches de nuages très contrastés dans la lumière ultraviolette alors qu'ils sont pratiquement invisibles dans la lumière ordinaire. Ces nuages ont une structure en V déjà observée de la Terre par les astronomes, notamment ceux du pic du Midi. Ces nuages tournent très vite dans le sens rétrograde avec une période de l'ordre de 4 jours. A 6 km au-dessus de cette couche, existent quelques nuages diffus très légers. La structure de cette atmosphère correspond bien à la théorie élaborée par G. Hadley en 1735 pour expliquer les alizés terrestres.

La partie externe de l'atmosphère est ionisée ; elle contient essentiellement de l'hydrogène, avec très peu de deutérium et des traces d'hélium. L'oxygène est mis en évidence par la raie d'émission très intense située vers 1 304 Å. Il existe une émission d'origine inconnue vers 1 000 Å. La présence de l'oxygène, qui est si peu abondant dans l'atmosphère même, pose quelques problèmes.

Vénus a un champ magnétique très faible, inférieur à 0,05 % du champ terrestre. L'interaction entre le vent solaire et cette planète est donc différente ; aussi ce n'est pas la magnétosphère mais l'ionosphère de Vénus qui porte ombre pour les ondes hertziennes.

Les résultats définitifs des explorations de Vénus ne sont pas encore publiés. Il faudra certainement réviser les valeurs actuellement admises pour le diamètre (12 100 km), la masse (0,81 masse terrestre) et la densité (4,86) un peu plus petite que celle de la Terre.

Le monde de Vénus est étrange. Une atmosphère extrêmement dense exerce une pression de 95 atmosphères au niveau du sol. L'épaisseur de cette atmosphère est considérable : à 65 km d'altitude, la pression est encore de 1 atmosphère. Au sol, la température est de 530 °C et cette température ne semble pas varier avec la latitude (elle serait la même aux pôles et à l'équateur). L'atmosphère contient des nuages dont l'altitude est estimée à 50 km. Leur nature n'est pas connue ; ils sont entraînés par des vents extrêmement violents de l'ordre de 400 km/h en haute altitude. L'atmosphère est composée essentiellement de gaz carbonique avec diverses impuretés, d'oxyde de carbone, d'un peu d'eau, et des gaz ClH et FH. La haute atmosphère, riche en hydrogène, contient aussi de l'oxygène atomique et un peu d'hélium. La nature des nuages est inconnue. On parle d'eau mais aussi d'acide sulfurique !

Cette planète est bien différente de l'image un peu optimiste que l'on s'en faisait lorsqu'on y supposait la vie possible.

Mars

La planète Mars est l'astre qui intéresse le plus les hommes depuis un siècle. En effet, cette planète est celle qui ressemble le plus à la Terre, et c'est sur elle que nous avons le plus de chances de rencontrer des êtres vivants et peut-être même des êtres semblables à l'*Homo sapiens*. Nous allons voir que ces espoirs paraissent maintenant déçus car les conditions sur Mars sont assez différentes de celles de notre planète.

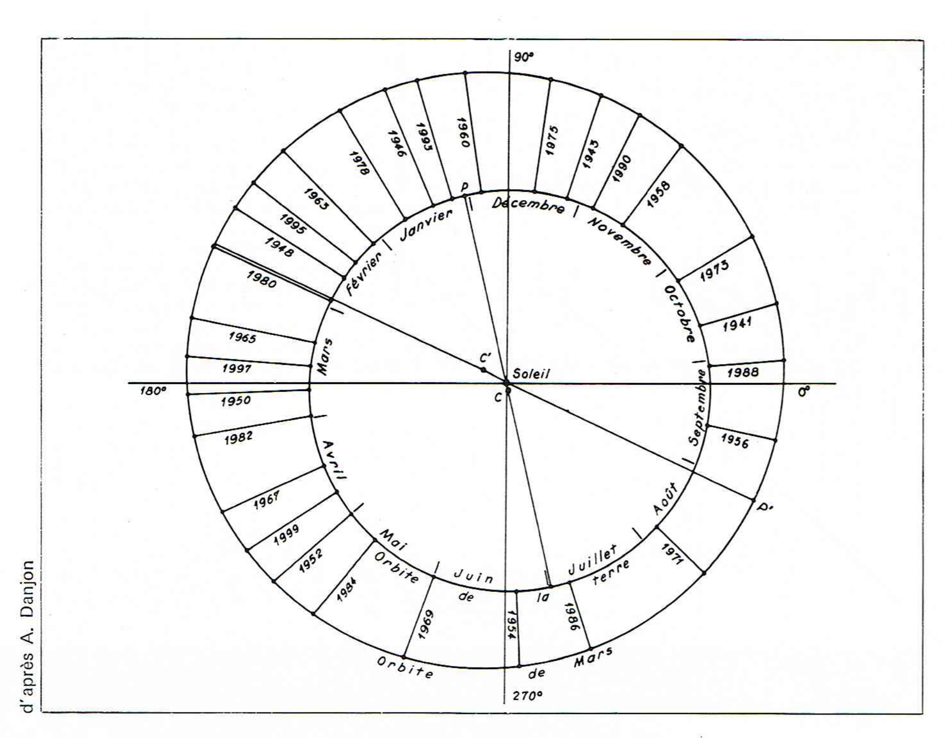
Mars a un rayon équatorial de 3 380 km et son aplatissement n'est pas très grand (1/192), de sorte que le rayon polaire mesure 18 km de moins que le rayon équatorial. Mars est beaucoup plus petit que la Terre, dont le rayon est de 6 378 km. Son volume n'est que de 15 % de celui de la Terre et sa densité (3,97) est nettement inférieure à celle de notre globe (5,52).

Mars tourne autour du Soleil en 687 jours, mais sa période de retour en conjonction avec la Terre (révolution synodique) est de 780 jours, de sorte que les bonnes conditions d'observation ne se réalisent que tous les 2 ans et 2 mois.

L'orbite de Mars est extérieure à celle de la Terre : on dit que Mars est une planète extérieure. Le demi grand axe de son orbite est de 1,52 unité astronomique, soit

▼ *La planète* **Mars** *(copyright du California Institute of Technology).*

Mount Wilson and Palomar Observatories



d'après A. Danjon

▲ *Position relative des orbites de la* Terre *et de Mars. Les dates sur les droites indiquent les années des oppositions géocentriques de Mars : C, centre de l'orbite terrestre ; C', centre de l'orbite de Mars.*

228 millions de kilomètres, et celle-ci est très excentrique : la distance au Soleil varie entre 207 millions de kilomètres au périhélie et 249 millions à l'aphélie. La distance à la Terre à l'opposition est donc aussi très variable. Lorsqu'à l'opposition Mars est au périhélie, sa distance est de 57 millions de kilomètres et son diamètre apparent de 25''. Aux oppositions aphéliques, la distance de Mars est de 100 millions de kilomètres et son diamètre apparent de 14''. Les oppositions périhéliques sont donc infiniment plus favorables pour l'observation. Les dernières oppositions favorables ont eu lieu en 1954, 1956 et 1971 ; les prochaines se situeront en 1986 et 1988. A ces oppositions, Mars est situé au sud de l'équateur, dans le ciel austral, et l'observation est beaucoup plus favorable dans l'hémisphère Sud.

Aux oppositions, Mars présente la face éclairée par le Soleil. Aux quadratures, qui se placent sensiblement 106 jours avant et après les oppositions, il a un diamètre angulaire nettement plus petit (10'') et montre un aspect gibbeux, semblable à celui de la Lune trois jours avant ou après la pleine Lune. Aux oppositions favorables, il est très brillant, sa magnitude est de — 2,8, mais il reste petit : les plus fins détails observables de la Terre dans des conditions parfaites sont de l'ordre de 50 à 100 km.

Mars tourne autour d'un axe incliné de 23° 59' sur son orbite. La durée de révolution sidérale est de 24 h 37,4 mn. Ces deux valeurs sont très voisines de celles de la Terre. Un calcul montre que la durée du jour solaire sur Mars est de 24 h 39,66 mn et il y a 668,6 jours solaires dans l'année martienne. Du fait de l'inclinaison de son axe polaire, Mars présente des saisons très analogues à celles de la Terre, mais elles sont très inégales en raison de la forte excentricité de l'orbite ; l'hémisphère Sud reçoit nettement plus d'énergie que l'hémisphère Nord bien que l'été boréal soit plus court.

La reconnaissance de la nature physique du sol et de la composition de l'atmosphère de Mars a été, depuis plus de cent ans, un des éléments les plus intéressants de l'astronomie. L'observation directe de Mars a montré un certain nombre de détails. Cette planète présente des calottes polaires ; la calotte polaire Nord est maximale au moment de l'hiver boréal de Mars et disparaît ensuite graduellement. C'est la calotte polaire Sud qui croît ensuite pour atteindre son maximum à l'hiver austral. Ces calottes ressemblent, à première vue, aux calottes polaires de la Terre, bien qu'elles paraissent plus variables en étendue.

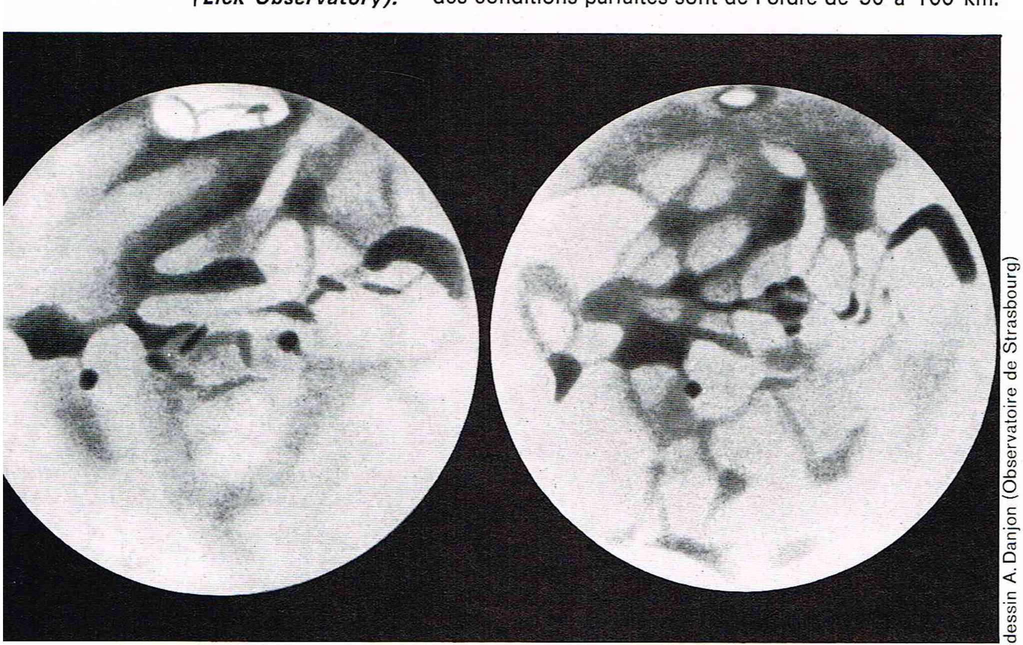
D'autre part, il existe un certain nombre de détails sombres qui se détachent sur une image à dominante rougeâtre. Ces détails sont fixes et permettent de mesurer la rotation de Mars qui tourne comme un solide. Il a été possible de dresser une carte détaillée de ces taches, que l'on avait tendance à assimiler à des continents. On leur a donné des noms : les régions les plus nettes sont la Grande Syrte et Sinus Sabaeus.

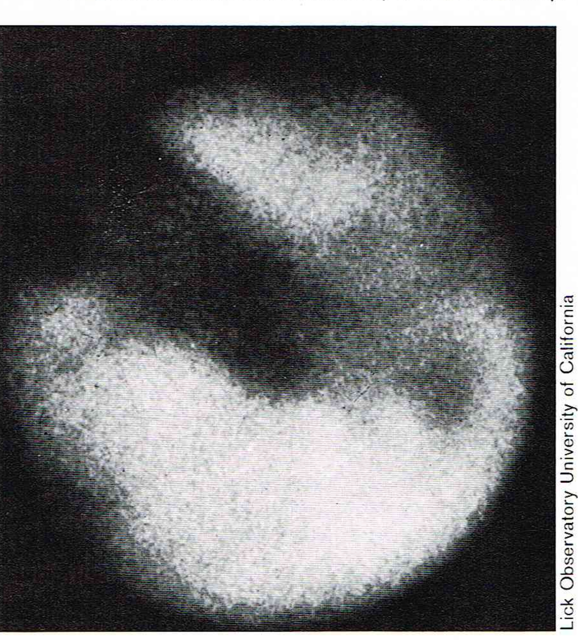
Deux phénomènes compliquent ces observations : d'une part, à certaines périodes, les contrastes diminuent et les détails disparaissent complètement pendant des périodes plus ou moins longues. Nous savons aujourd'hui que ces détails sont alors cachés par des tempêtes extrêmement violentes de sables ou de poussières qui remplissent l'atmosphère.

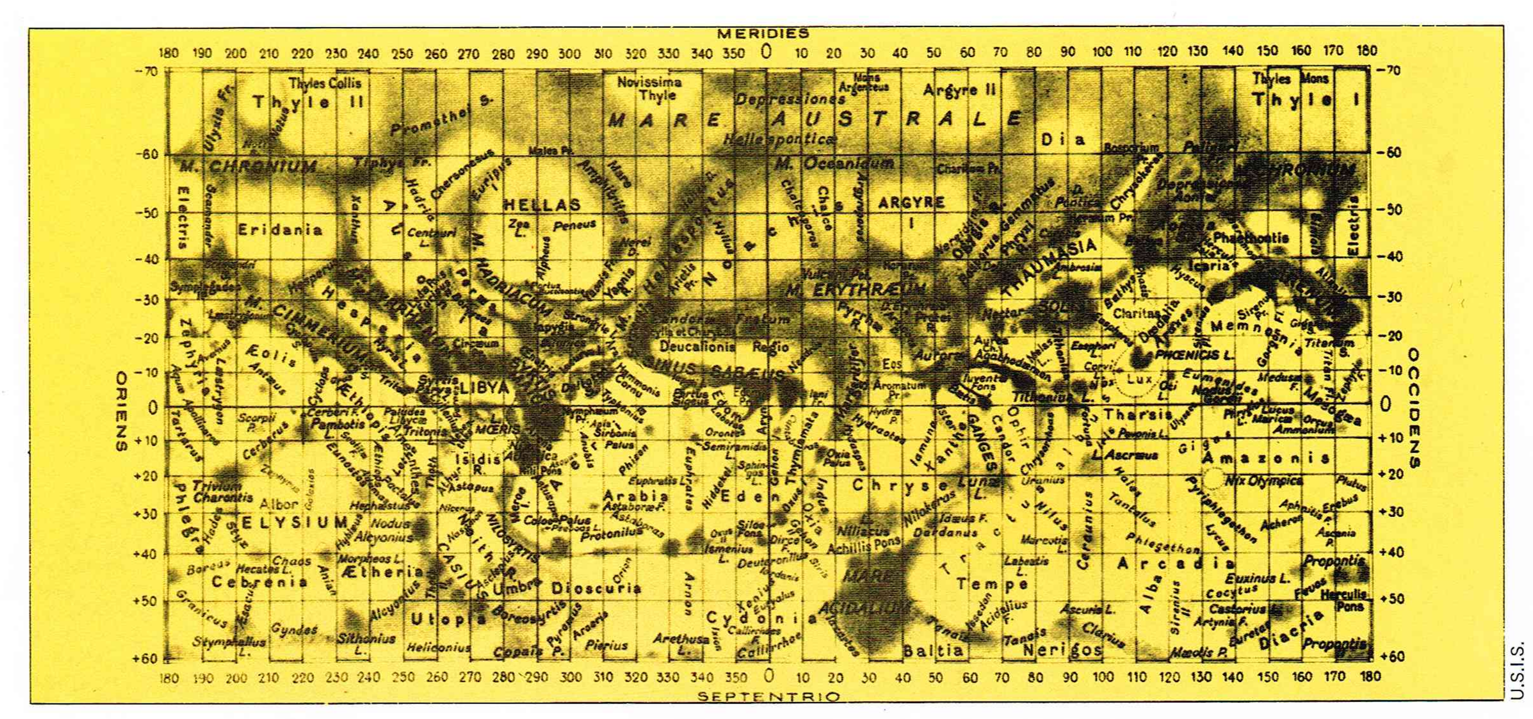
Un autre phénomène apparaît nettement : la variation de couleur. Certaines régions changent de teinte. On a essayé d'assimiler ces changements aux variations des couleurs dues à une végétation. Une autre hypothèse était celle d'un changement de couleur de roches en fonction de l'état hygrométrique.

Vers la fin du XIXe siècle l'existence d'une vie sur Mars était admise par de nombreux astronomes, et des observations très curieuses parurent confirmer ce fait : les *canaux de Mars*. En 1864, l'Anglais W.R. Dawes observa que de nombreuses mers se terminaient par des parties effilées, d'où partaient de longs bras minces ; ceux-ci, qui traversent les continents, semblent joindre les mers entre elles. Le père Secchi, astronome au Vatican, qui avait observé la planète au moment de l'opposition de 1859, donna à ces formations le nom de canaux, le mot italien désignant plutôt un isthme (canal d'Otrante...).

▼ *A gauche, changements dans* Solis Lacus : *à gauche, dessin du 11 août 1924 ; à droite, dessin du 15 novembre 1926 (d'après A. Danjon). A droite, photographie de Mars lors de l'opposition de 1926 (Lick Observatory).*


dessin A. Danjon (Observatoire de Strasbourg)


Lick Observatory University of California



U.S.I.S.

Schiaparelli observa en 1879 que les canaux paraissaient se dédoubler. L'Américain Lowell confirma l'existence des canaux et leur gémination; il découvrit, en outre, d'autres détails, comme les oasis, petites taches rondes et foncées, où les canaux se croisent. Il ne douta pas de l'existence de ce qu'il voyait et supposa même que ces canaux étaient artificiels et avaient été construits par les Martiens. On assista, dès lors, à des explications plus fantaisistes les unes que les autres. Certains pensaient que ces canaux servaient aux Martiens pour amener l'eau des calottes polaires vers les régions équatoriales désertiques.

Dès la fin du XIXe siècle, l'existence des canaux était niée par d'excellents observateurs qui se servaient des meilleures lunettes de cette époque. Mais jusqu'à ces dernières années, certains astronomes continuaient encore à croire aux canaux. Les clichés spatiaux obtenus très récemment ont définitivement résolu le problème. Les canaux n'existent pas; tout au plus trouve-t-on des alignements de cratères ou de détails foncés qui peuvent suggérer l'existence des canaux proposés à la fin du siècle dernier.

La température et l'atmosphère de Mars

Les observations spectrographiques ont permis de déterminer la température de la surface de Mars et de montrer que les pôles sont nettement plus froids (—70 °C) que la zone équatoriale (0 °C). Ces températures moyennes doivent, toutefois, fortement varier en raison de l'excentricité de l'orbite.

La recherche d'une atmosphère a été difficile; dès les premières mesures, on s'aperçut qu'elle devait être très ténue. La présence de la vapeur d'eau fut très longtemps controversée : annoncée par les uns, elle était presque immédiatement démentie par d'autres. La difficulté provenait de la présence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère terrestre. Mais en se servant du déplacement des raies par effet Doppler, il est aujourd'hui possible d'observer certaines raies de la vapeur d'eau. L'existence a d'ailleurs été confirmée par les derniers Mariners, qui ont permis d'observer les raies d'émission infrarouges dues à la vapeur d'eau (à 29 et 50 μm). Le constituant le plus important de l'atmosphère est le gaz carbonique CO_2, trouvé par son spectre d'absorption du proche infrarouge. On a déduit de ces observations une pression atmosphérique de 60 millibars ou 45 mm de Hg, c'est-à-dire la pression terrestre à 22 km d'altitude. L'observation spatiale a confirmé l'existence de CO_2, mais la pression barométrique est encore plus faible.

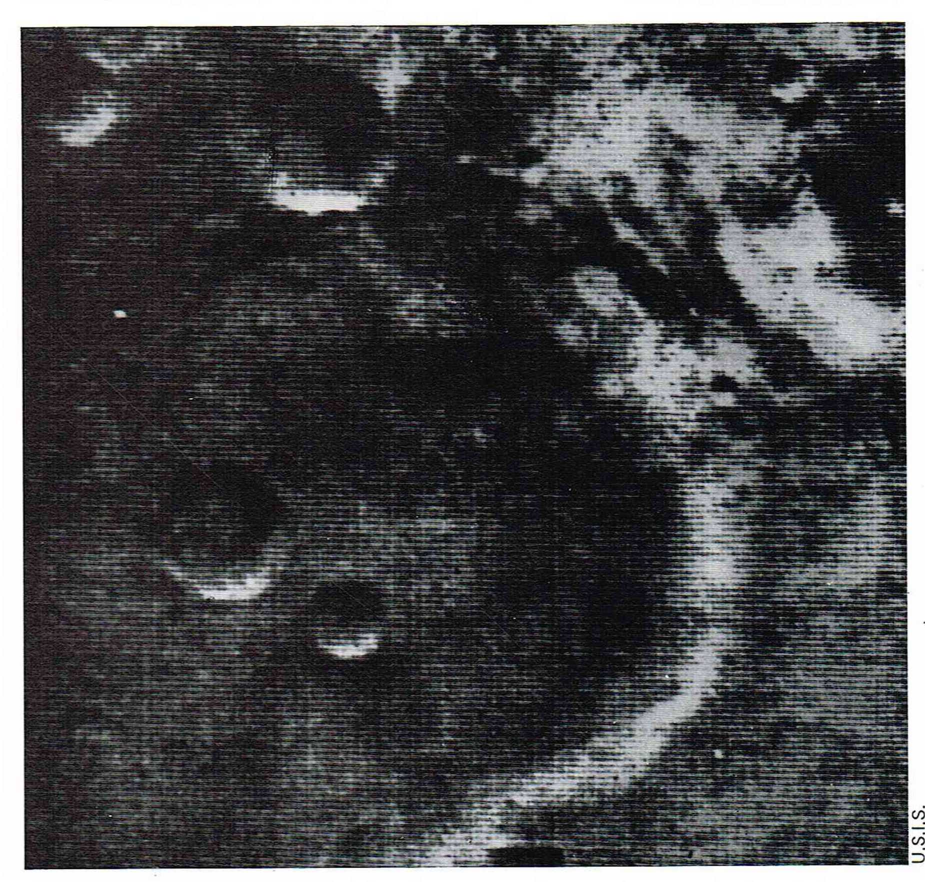
Une ère nouvelle dans l'étude de Mars

La sonde spatiale américaine Mariner 4 a passé, après un vol de plus de 500 millions de kilomètres, le 15 juillet 1965, à 10 000 km de Mars et a renvoyé 22 photographies qui ont montré l'existence de cratères sur cette planète. L'atmosphère est bien composée de CO_2, mais la pression n'était que de 8 millibars (pression atmosphérique terrestre à 40 km d'altitude). D'autres sondes ont été lancées avec succès : Mariner 6 et 7 (février et mars 1969), qui ont gravité autour de Mars, et Mariner 9 (mai 1971). Actuellement, la plus grande partie de la planète a été couverte par des milliers de photographies à moyenne ou haute résolution et on peut en dresser une carte extrêmement détaillée.

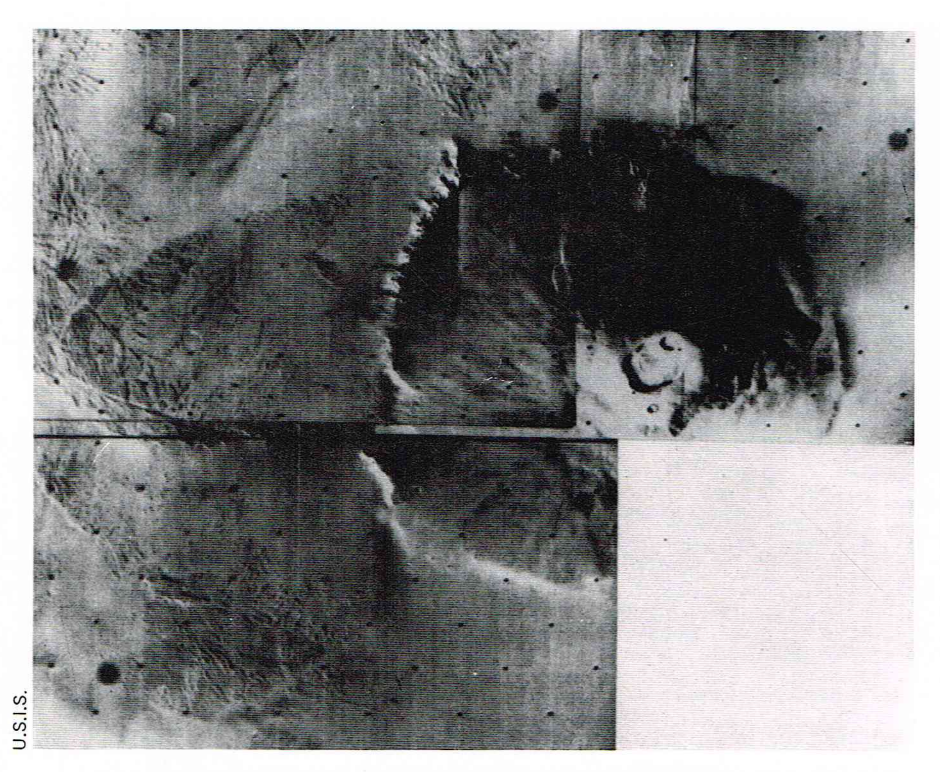
Indiquons qu'en 1971, les Soviétiques ont lancé des sondes spatiales sur Mars; cependant, les résultats américains ont été beaucoup plus importants. Nous allons les résumer, car il faudrait un livre entier pour décrire tout ce que nous savons.

▲ ***Planisphère de* Mars *par E. Antoniadi d'après ses observations à la Grande Lunette de Meudon.***

▼ ***Photographie d'une partie de la surface de* Mars, *transmise lors de l'arrivée de Mariner 4, les 14 et 15 juillet 1965.***

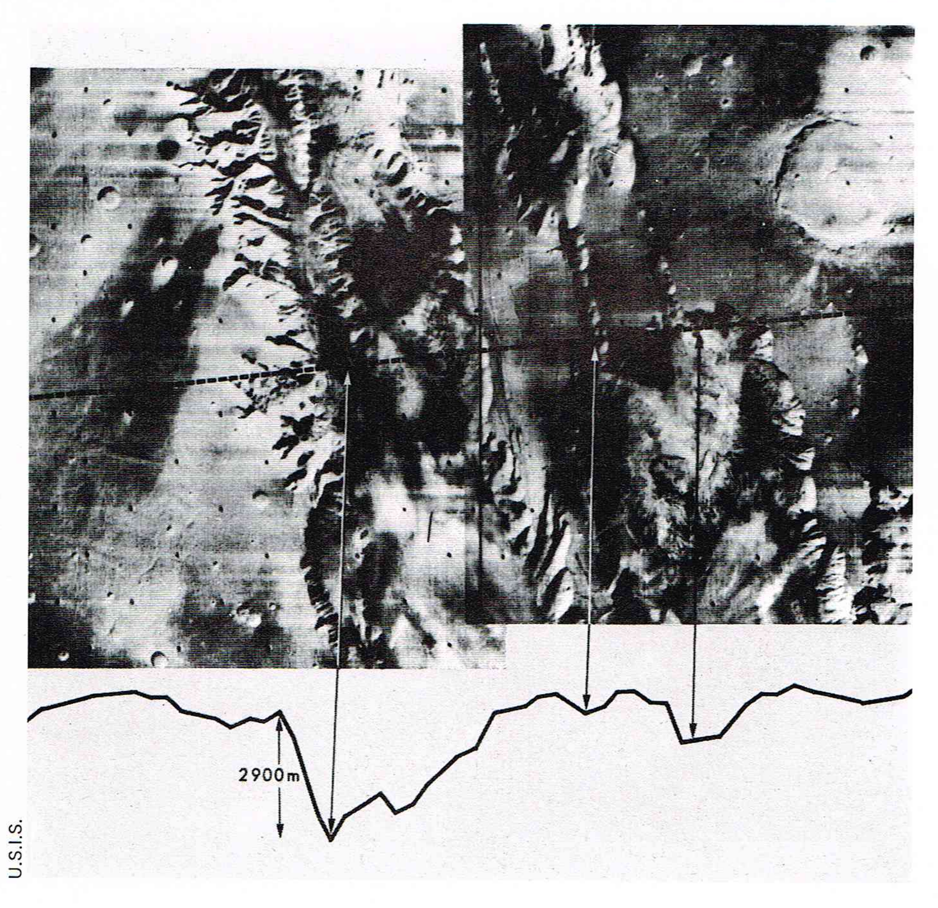


U.S.I.S.



▲ *Ce montage de trois vues de* Mars, *prises par Mariner 9 fin janvier 1972, montre l'énorme complexe volcanique* Nix Olympica *qui n'était connu jusqu'alors que comme une simple surface circulaire brillante. Le diamètre total du volcan est de 500 km et la caldeira centrale mesure 65 km; l'altitude au-dessus du sol de Mars est estimée à 6 km (N.A.S.A.).*

▼ *Photographie obtenue par Mariner 9 de la partie est de la fissure* Tithonius Lacus *sur Mars. Un spectromètre ultraviolet a mesuré la pression atmosphérique de* CO_2 *sur la planète, ce qui a permis de tracer le profil de la vallée. Cette fissure a une profondeur double de celle du Grand Canyon du Colorado (N.A.S.A.).*



Les vaisseaux Mariner 6, 7 et 9 ont permis, en juillet et août 1969, de préciser la nature de l'atmosphère de Mars. Mariner 9 est devenu, le 14 novembre 1971, après une correction de trajectoire, le premier satellite artificiel de Mars.

La pression atmosphérique est de 8,3 millibars et la hauteur de l'atmosphère de 12 km (les nombres correspondants de la Terre sont de 1 030 mb et 8 km). La plus grande partie de cette atmosphère est constituée de gaz carbonique dont la proportion est certainement supérieure à 90 % et peut-être égale à 100 %. L'azote n'a pas été mis en évidence. La présence de l'argon est soupçonnée depuis quelques années. Elle semble se confirmer. Au début de 1975, on estime qu'il y a 30 % en volume d'argon dans l'atmosphère de Mars. Il existe des traces d'oxyde de carbone et de vapeur d'eau.

La température au sol est de 230 °K (— 43 °C) à l'équateur. La variation de la température avec l'altitude était différente en 1967 et 1971. Mais les conditions étaient très particulières cette dernière année, où des tempêtes de sable avaient lieu : en effet, pendant que Mariner 9 s'approchait de Mars, on a observé de la Terre un effacement général des détails et, effectivement, au début, les images obtenues par Mariner montraient le même phénomène; une mesure de la couleur a montré qu'il s'agissait probablement de poussières de sable.

Mariner 9 a montré l'existence de nuages à très haute altitude, ressemblant à nos nuages nacrés; ils sont d'ailleurs striés par des ondulations. La partie la plus haute de l'atmosphère de Mars est luminescente comme l'atmosphère terrestre et montre les raies d'émission de l'oxygène atomique et de l'hydrogène (Lyα) ainsi que de CO^+ ionisé. Mars n'a pas de champ magnétique mesurable mais une ionosphère située à 120 km d'altitude.

Les calottes polaires

Les calottes polaires montrent des dépôts blancs disparaissant rapidement au Soleil. Les pentes des cratères qui restent à l'ombre restent également blanches, alors que les autres deviennent rapidement foncées. La température de ces dépôts est de 140 °K, soit —133 °C, ce qui correspond à la température de sublimation du gaz carbonique dans les conditions de Mars. Il semble donc que les calottes polaires soient couvertes de neige carbonique dont l'épaisseur maximale est estimée à quelques centimètres. Mais cette conclusion est encore contestée par certains.

La topographie de Mars

Le relief de Mars est relativement plus accidenté que celui de la Terre. On y observe trois types de relief : des cratères, des volcans et des fissures.

Le nombre de *cratères* est considérable. Les plus grands ont des diamètres supérieurs à 100 km (*Nodis Gorderi* a 130 km). Ils sont moins nombreux que ceux de la Lune mais, en moyenne, sur une surface de 1 000 × 1 000 km, on observe 100 cratères de 10 km de diamètre et 250 000 de 10 m. Leur relief est moins prononcé que celui des cratères lunaires et ils paraissent érodés, probablement par le vent.

L'existence de *volcans* est certaine. Le plus grand correspond à un détail, nommé déjà vers 1880, *Nix Olympica*. Il s'agit d'une grande montagne ronde de 500 km de diamètre à la base et s'élevant à 6 km au-dessus de la plaine voisine. Elle contient plusieurs cratères volcaniques, dont le plus important a 65 km de diamètre; il n'est d'ailleurs pas central. Cet ensemble est beaucoup plus important que celui des îles Hawaii, dont l'arc mesure seulement 225 km. Sa nature volcanique ne fait pas de doute; le sol a d'ailleurs une température supérieure de 7 °C à la température moyenne.

Enfin, des *lignes très longues et sinueuses* font penser à des canyons. Le plus important est *Tithonius Lacus,* dont la longueur est de 500 km. La distance entre les bords de la vallée atteint 100 km et la profondeur est de 3 000 m. L'origine de ce canyon n'est pas connue; il contient des cratères dont l'origine paraît volcanique. Une vallée très sinueuse, de 400 km de long et de quelques kilomètres de large, existe dans *Mare Erythraeum.* Son aspect est analogue à celui d'un ancien fleuve terrestre : peut-être y a-t-il eu de l'eau dans les temps anciens?

La vie existe-t-elle sur Mars? Les hommes et des animaux supérieurs ne pourraient y subsister à cause de la température, de la pression, et de l'absence d'eau. Mais on peut imaginer que des Algues et des Bactéries

puissent y vivre. Pour le moment, nous n'avons aucune indication sur l'existence d'une telle vie. L'observation du spectre d'une certaine *chlorophylle a* été annoncée, mais ces observations n'ont pas été confirmées. Des expériences spatiales avec atterrissage, comme celle déjà réussie par les Soviétiques mais dont le système de transmission n'a malheureusement pas fonctionné, pourraient donner des renseignements.

En résumé, si notre connaissance du monde de Mars a été considérablement augmentée par la recherche spatiale, tous les problèmes ne sont pas encore résolus.

Les satellites de Mars : Phobos et Deimos

Mars est accompagné de deux petits satellites, découverts en 1877 par Hall, et que l'on peut voir dans un grand télescope quand la planète est proche de l'opposition.

Phobos, le satellite le plus proche de la planète, à qui l'on attribuait un diamètre d'environ 12 km, se trouve à 9 380 km du centre de Mars (5 930 km de sa surface), autour duquel il tourne en 7 h 39 mn. La période de rotation martienne est de 24 h 36 mn. Phobos, qui accomplit un peu plus de deux tours autour de la planète lorsque celle-ci effectue une rotation, se lève à l'ouest et se couche à l'est. Sa période synodique est de 11 h 07 mn ; il se lève et se couche deux fois par jour.

Deimos se trouve à 23 500 km du centre de Mars et a une période de 30 h 18 mn. Il se lève normalement à l'est et progresse très lentement vers l'ouest, où il se couche 2 jours et 17 heures plus tard. Sa révolution synodique est de 5 j 10 h 8 mn.

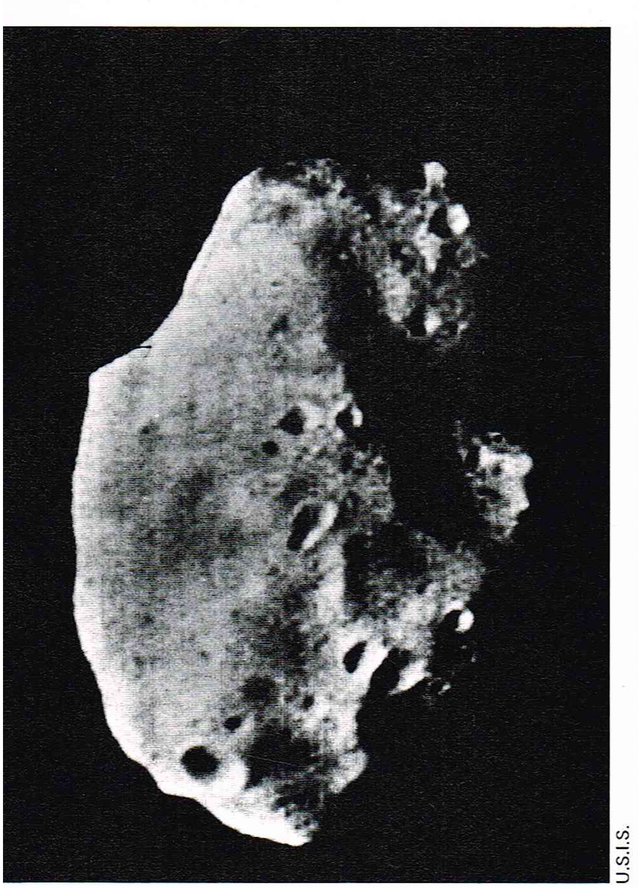
Ces deux satellites ont pu être photographiés par Mariner 9, qui a même pu photographier l'ombre portée de Phobos sur le sol de Mars. Ces photographies montrent qu'il s'agit de sortes de gros cailloux irréguliers de couleur très foncée, parsemés de cratères. Ils ne réfléchissent que 5 % de la lumière qu'ils reçoivent. Phobos a une forme irrégulière. Il mesure environ 26 km sur 21. Il comprend une douzaine de cratères, dont quelques-uns atteignent 1 500 m de diamètre. Deimos, un peu plus régulier, a sensiblement 13 km de diamètre et comprend deux cratères de 1 500 m de diamètre. Deimos a une surface plus lisse que Phobos. Ces satellites sont très foncés, ce qui explique pourquoi les astronomes avaient sous-estimé leurs dimensions.

Jupiter

Les quatre grosses planètes : Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune, diffèrent totalement des quatre planètes moyennes, et elles constituent des mondes étranges que nous commençons seulement à connaître grâce aux progrès des observations depuis le sol et dans l'espace.

Jupiter est de loin la mieux connue de ces planètes, et nous la décrirons en détail. Son orbite a un demi grand axe de 5,2 unités astronomiques, soit 778 millions de kilomètres. La période de révolution sidérale est de 11 ans 315 jours. L'orbite est trois fois plus excentrique que celle de la Terre ($e = 0{,}048\,5$) de sorte que la distance de Jupiter au Soleil varie de 740 millions de kilomètres au périhélie où il était en 1975, à 815 millions de kilomètres à l'aphélie où il sera en 1981.

▼ A gauche, photographie de* Phobos, *satellite de Mars, obtenue par Mariner 9, le 29 novembre 1971, à une distance de 5 540 km seulement. On aperçoit environ une douzaine de petits cratères et un plus grand à droite. A droite, photographie du* pôle Sud de Jupiter *obtenue par Pionnier 11 en 1974 : on observera la grande tache rouge, découverte par Hooke en 1664.



U.S.I.S.

U.S.I.S.

JUPITER	C Conjonction géocentrique	QW Quadrature ouest	St Station	O Opposition géocentrique	St Station	QE Quadrature est	C Conjonction géocentrique
Époque en jours	0	113	140	200	260	287	400
Phase	0	11°		0		11°	0
Diamètre apparent	31"	37"		45"		37"	31"
Magnitude	− 1,3	− 1,6		− 2,1		− 1,6	− 1,3

QE
St
C
C
O
St
QW

Richard Colin

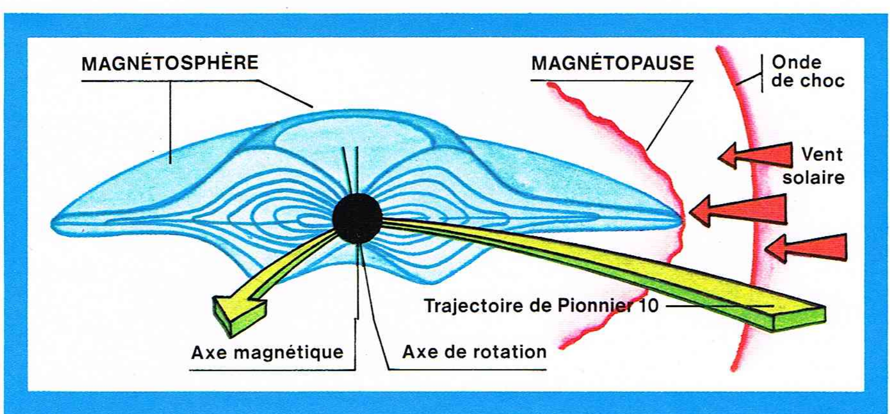
▲ *Tableau et schéma donnant les valeurs moyennes des paramètres principaux caractérisant la situation de Jupiter pour un observateur terrestre.*

Jupiter se présente comme un ellipsoïde aplati, de couleur bleuâtre, présentant un certain nombre de bandes plus sombres dont l'aspect change d'année en année. Une tache elliptique rouge attire l'observateur lorsqu'elle se trouve sur la face visible. Les bandes obscures définissent un équateur. Le globe est aplati dans le sens des pôles. Cet aplatissement est assez grand : 1/16,7. Le rayon équatorial de l'ellipsoïde visible est de 11,23 rayons terrestres ou 71 600 km; le rayon polaire ne mesure que 67 300 km. Le diamètre apparent de Jupiter varie à l'opposition entre 50" (périhélie) et 44" (aphélie). A la conjonction, ce diamètre est de l'ordre de 32". Jupiter n'est pas lumineux par lui-même. On voit toujours sa face éclairée mais, à la quadrature, une petite phase est visible.

La masse de Jupiter est de 318 masses terrestres; sa densité est assez petite : 1,31 contre 5,52 pour la Terre.

L'observation des détails de Jupiter montre que cette planète tourne rapidement, mais la période de rotation varie avec les détails observés. Jupiter ne tourne pas comme un solide. Les points situés à 10° de latitude ont une période de 9 h 50 mn 30 s, et ceux situés à plus de 10° de latitude, de 9 h 55 mn 40 s. Des sources radioélectriques liées à Jupiter ont une période légèrement différente de cette dernière valeur. C'est cette rotation rapide (la vitesse circonférentielle est de 13 km/s) qui explique l'aplatissement de Jupiter. L'axe de rotation de Jupiter est presque normal à l'orbite, et l'angle d'inclinaison n'est que de 3° 4'. On ne peut donc pas parler de saisons sur Jupiter. C'est un abus de langage de parler de bandes tropicales. La bande équatoriale est claire, elle est bordée par deux bandes foncées et étroites situées aux latitudes de 9°, puis des bandes larges vers 20° sont limitées par des bandes obscures étroites à 30°. La tache rouge a une latitude sud de — 23°; elle mesure actuellement 32 000 km en longitude et 12 000 en latitude. Cette tache a été découverte en 1664 par Hooke; elle varie en couleur et en dimensions; elle mesurait 38 500 km sur 13 800 à son maximum d'étendue en 1884. Elle participe en gros à la rotation de 9 h 55 mn de période, mais elle subit une sorte de dérive dans un sens ou dans l'autre par rapport à cette rotation. Elle est comme un îlot flottant sur sa bande blanche. La couleur a varié du rouge vif (en 1880 et 1932) au rose (en 1951). Elle est actuellement (1975) très nette. L'exploration spatiale a montré qu'elle s'élevait d'environ 8 km au-dessus de la région environnante.

▼ *Représentation schématique de la magnétosphère de Jupiter d'après les observations des Pionniers 9 et 10.*



Richard Colin

L'atmosphère de Jupiter

Le spectre visible de Jupiter montre de fortes bandes d'absorption, surtout dans le rouge. Wildt a pu, en 1931, identifier l'origine de ces bandes qui sont dues à l'absorption par les molécules de méthane CH_4 et d'ammoniac NH_3. L'hydrogène moléculaire a pu être identifié plus récemment. En 1974, on a aussi découvert des traces d'éthylène et d'acétylène. Les rayons qui sont diffusés par Jupiter ont traversé une épaisseur d'atmosphère de 50 km d'hydrogène, de 38 m de méthane et de 12 m d'ammoniac, ces gaz étant ramenés aux conditions au sol de l'atmosphère terrestre. La proportion d'hydrogène est donc considérable; on a pu récemment mettre en évidence le deutérium par le composant CH_3D, analogue au méthane (CH_4), où l'un des atomes d'hydrogène a été remplacé par du deutérium (D). Il semble que l'abondance en deutérium soit identique à celle de la Terre; il en serait de même pour l'abondance de l'isotope 13 du carbone. L'atmosphère de Jupiter contient aussi de l'hélium en proportion importante, ainsi que de la vapeur d'eau. Il n'est pas possible d'indiquer le nombre de molécules par cm^3 car le phénomène de diffusion de la lumière dans l'atmosphère de Jupiter est compliqué.

La proportion du nombre des molécules estimées est donnée par le tableau ci-dessous :

H_2	He	H_2O	CH_4	NH_3
2 500	600	5	3	0,3

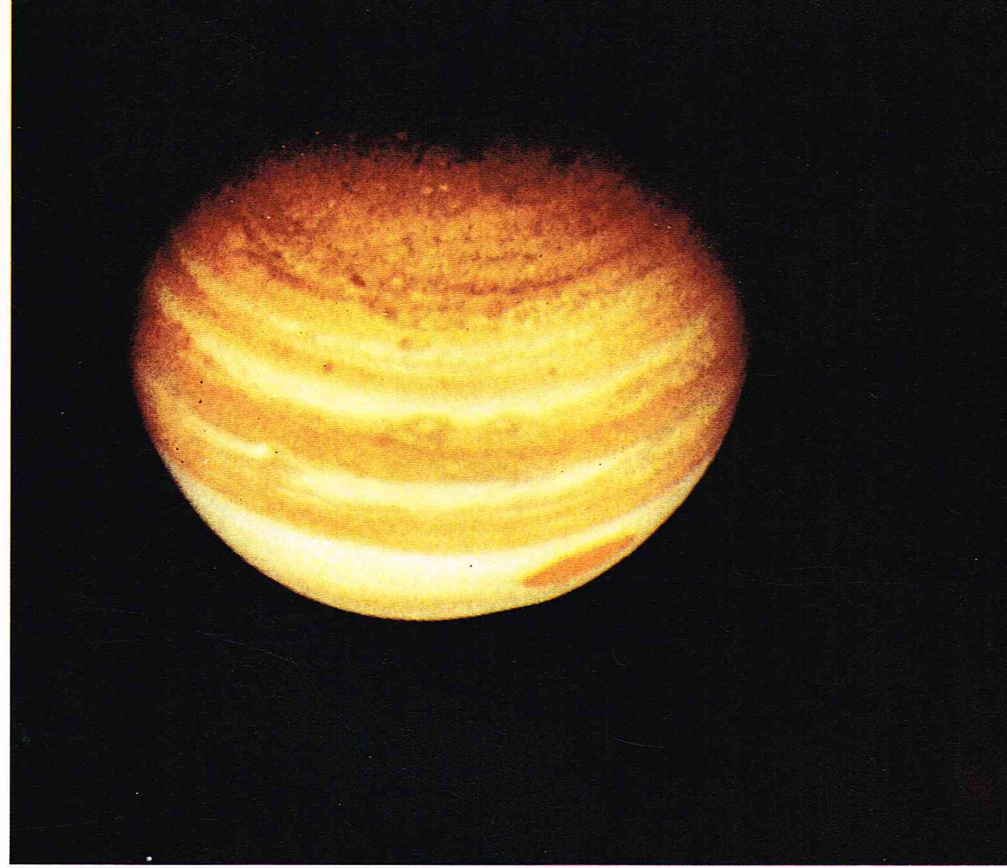
Avant de décrire un modèle de la constitution de Jupiter, indiquons deux résultats essentiels obtenus ces dernières années. On connaît parfaitement l'énergie reçue par Jupiter du Soleil, et on calcule que la température d'équilibre de cette planète devrait être de l'ordre de 105 °K (— 168 °C), compte tenu du fait que seule 55 % de l'énergie est absorbée. Or, la température est nettement plus élevée, et on constate que l'énergie rayonnée par Jupiter est le double de l'énergie reçue; il doit donc exister une source de chaleur dans Jupiter.

D'autre part, Jupiter a un champ magnétique relativement intense de 4 gauss, soit 10 fois le champ magnétique terrestre; cette valeur est considérable si on considère que le rayon de Jupiter est dix fois celui de la Terre. Des mesures très récentes montrent que les pôles magnétiques sont situés à 10° des pôles de rotation, et la ligne des pôles magnétiques passe à 8 000 km du centre de Jupiter. Le sens du champ est opposé à celui de la Terre.

Ce champ entraîne l'existence d'une magnétosphère et d'une ceinture de particules extrêmement importante. Ce sont les sondes spatiales américaines Pionnier 10 et 11 qui ont permis de photographier Jupiter à des distances d'un million de kilomètres et ont ramené des vues extraordinaires, montrant des phases importantes et explorant le pôle Nord de Jupiter. C'est Pionnier 10 qui a pénétré dans l'onde de choc qui résulte de l'interaction du vent solaire avec la magnétosphère; jusqu'à 35 rayons joviens, la magnétosphère est entraînée par la rotation de Jupiter. A 3 rayons, la concentration des particules est extraordinaire : en effet, par seconde, chaque centimètre carré reçoit 500 millions de particules d'énergie supérieure à 3 milliards d'électrons-volts; pour des énergies dix fois supérieures, le nombre d'impacts est encore de 4 millions. Ce bombardement était si intense pour Pionnier 10 qu'on a préféré changer le vol de Pionnier 11 pour diminuer son trajet dans l'enveloppe de particules.

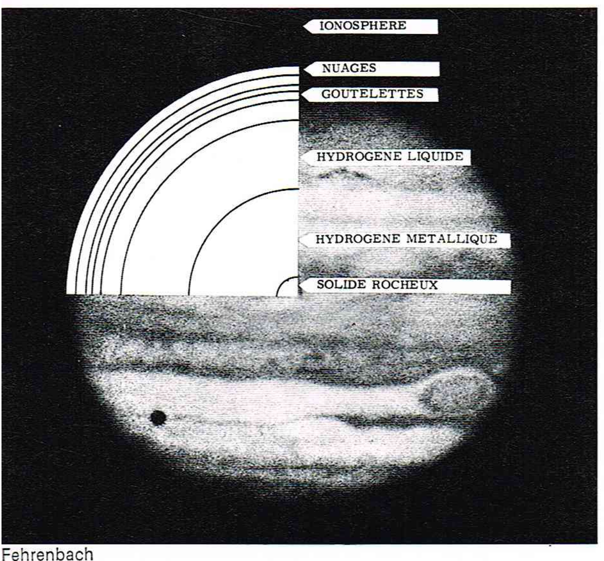


U.S.I.S.



U.S.I.S.

▲ *A gauche vue de la grosse tache rouge obtenue par Pionnier 11 à une distance de 400 000 km, égale à la distance Terre-Lune. La tache mesure 48 000 km en longitude et 16 000 en latitude (N.A.S.A.). A droite, vue de Jupiter prise par Pionnier 11 à une distance de 1,2 million de km de la planète, à la latitude 50° au nord. Le pôle Nord est au sommet, grossièrement sur le cercle (N.A.S.A.).*



Fehrenbach

◀ *Montage schéma-photographie montrant la structure interne de Jupiter.*

Ce satellite a permis aussi de mettre en évidence de l'hélium. La présence de cet élément est importante pour comprendre la physique de Jupiter. On a pu également faire des mesures de pression et de température dans l'atmosphère : il y a une couche d'inversion de température vers la pression 1 bar, et vers l'intérieur, la température augmente.

Divers modèles de la structure de Jupiter ont été proposés. Ils sont en 1975 encore tout à fait conjecturaux. On ne sait pas s'il existe ou non un petit noyau central de roches. La partie interne de Jupiter est formée par de l'hydrogène, à la pression de 100 millions d'atmosphères. La température serait de l'ordre de 30 000 °K. Cet hydrogène, mélangé avec de l'hélium, serait dans un état voisin de l'état métallique. La température est nettement trop faible pour que des réactions nucléaires puissent produire l'énergie émise par Jupiter. Celle-ci serait due à la perte d'énergie potentielle de particules attirées par le centre. Une contraction de Jupiter de 1 mm par an suffirait à expliquer l'énergie supplémentaire émise. On pense que les nuages de Jupiter sont formés de cristaux d'ammoniac ou de cristaux constitués par un mélange de gaz sulfureux, d'eau et d'ammoniac.

La nature et la vraie structure de la *tache rouge* restent une énigme ; cela pourrait être un tourbillon lié à une structure sous-jacente mais il est difficile de comprendre la stabilité de ce tourbillon depuis plus de 300 ans. D'autres taches plus petites et fugitives ont été observées.

Le voile sur Jupiter commence à peine à se lever. Qu'allons-nous encore découvrir ?

Les satellites de Jupiter

Galilée a découvert en 1610 les quatre gros satellites qui ont été numérotés suivant leur distance à la planète. Ce sont **I Io, II Europe, III Ganymède, IV Callisto.** Ils ont des diamètres analogues à celui de la Lune, et Pionnier 9 a permis de déterminer les masses de ces satellites. Il semble que I et II soient nettement plus denses que III et IV. Nous résumons ci-dessous les données relatives à ces quatre satellites :

Satellites de Jupiter	Période	Rayon de l'orbite	Rayon de la planète	Masse volumique
I Io	1 j 18 h,5	422 000 km	1 829 km	3,48 g/cm³
II Europe	3 j 13 h,2	671 000 km	1 550 km	3,07 g/cm³
III Ganymède	7 j 3 h,7	1 070 000 km	2 635 km	1,94 g/cm³
IV Callisto	16 j 16 h,5	1 883 000 km	2 500 km	1,65 g/cm³

Ces satellites sont très brillants et peuvent être vus, même avec une jumelle. Avec de grands télescopes, on peut observer leur diamètre apparent. B. Lyot a observé des taches sur Ganymède. Pionnier 10 a permis de photographier ce satellite et montre des détails, notamment une région polaire australe claire. Ganymède est plus grand que la Lune et présente une tache foncée qui ressemble à une mer lunaire.

On sait l'importance qu'ont eue ces satellites pour la découverte de la propagation de la lumière par O. Roemer : ces satellites peuvent être éclipsés par Jupiter, et on

Les périodes des 3 satellites de Jupiter sont commensurables : lorsque I et II sont en conjonction jovicentrique, III est en quadrature (A) ; lorsque II et III sont en conjonction, I est en opposition (B) ; lorsque I et III sont en conjonction, II est soit en opposition avec I et III, soit à ± 60° de cette direction (C).

A B C

I II III

I : Io
II : Europe
III : Ganymède

Richard Colin

◀ **Jupiter** *: les périodes des trois premiers satellites sont reliées entre elles de sorte que seules les configurations représentées ici sont possibles.*

Yerkes Observatory

▲ *Ces trois photographies, prises successivement, montrent le mouvement de révolution des principaux satellites de Jupiter (I, Io; II, Europe; III, Ganymède; IV, Callisto) autour de la planète. Les deux premières photographies ont été prises le même jour, la troisième quelques jours plus tard (Observatoire Yerkes).*

▶ *Cette photographie composite en couleurs de Ganymède, satellite de Jupiter, a été prise le 10 décembre 1973 par Pionnier 10. Elle montre la région polaire Nord en haut où l'on voit une région sombre qui paraît ressembler à une mer lunaire. Le diamètre de ce satellite est de 5 300 km environ.*

U.S.I.S.

peut observer leur passage sur le disque et les ombres portées. Signalons qu'il existe un couplage entre les mouvements des satellites I, II et III, de sorte qu'ils ne peuvent jamais être éclipsés tous les trois, ni passer simultanément sur le disque.

Le satellite Io circule nettement à l'intérieur de la magnétosphère, et on constate qu'il est accompagné d'une importante enveloppe d'hydrogène. On y a d'ailleurs constaté l'existence des raies d'émission du sodium.

Ces quatre gros satellites, dits anciens ou galiléens, circulent dans des orbites sensiblement confondues avec le plan de l'orbite de Jupiter.

On connaît actuellement neuf autres satellites. Le satellite **V** est très proche de Jupiter; sa période est voisine de 12 heures; il est très petit, son diamètre est de l'ordre de 200 km; il a été découvert par Barnard en 1892.

Les huit autres peuvent être groupés en deux familles.

Les satellites, **VI**, **VII** et **X** ont été découverts en 1904, 1905 et 1938, et **XIII**, en 1974. Les trois premiers ont des diamètres respectivement de 140, 10 et 12 km et les plans de leur orbite sont inclinés de 28° sur l'équateur de Jupiter; leurs périodes sont de 250, 260 et 260 jours.

Enfin, les quatre autres satellites, **XII**, **XI**, **VIII** et **IX**, ont des mouvements rétrogrades avec des périodes voisines de 2 ans; leurs diamètres sont de l'ordre de 20 km.

Tous ces satellites sont difficiles à observer. Leurs magnitudes sont de l'ordre de 13 pour V et VI, mais de 18 à 19 pour les autres.

En septembre 1974, un nouveau satellite, XIII, de 20e magnitude, a été découvert. Il fait partie de la deuxième famille (VI, VII et X) : son inclinaison sur l'équateur de Jupiter est 28°,8, sa période de 210,6 jours. Il est petit, son diamètre est de l'ordre de 8 km.

Saturne

L'étrange monde de Saturne est une merveille du ciel. Cette planète est entourée d'un anneau qui se présente sous un aspect variable suivant la position de la planète sur son orbite.

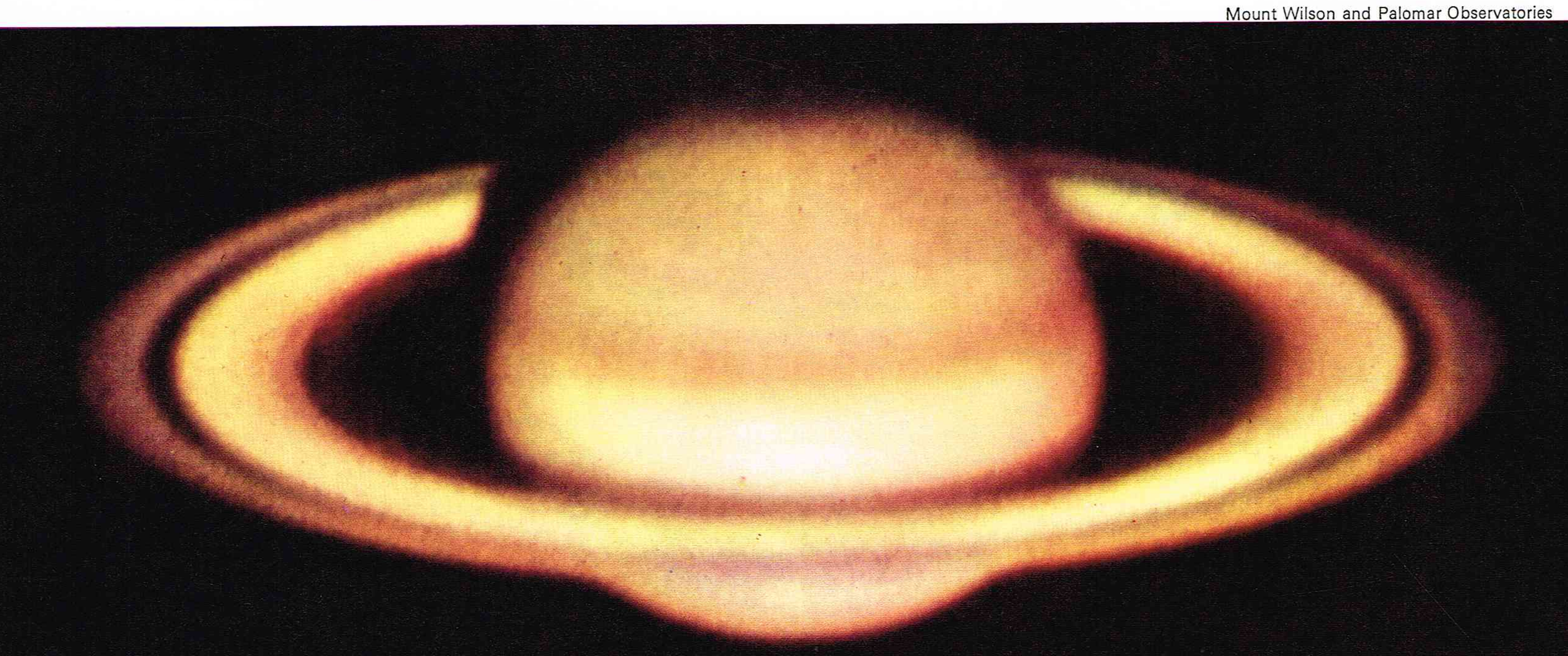
Saturne tourne autour du Soleil en 29,46 ans sur une orbite inclinée de 2°,5 sur l'écliptique. L'excentricité de cette orbite de 9,54 unités astronomiques est assez grande : $e = 0{,}056$, de sorte que sa distance au Soleil varie entre 10,07 et 9,00 unités astronomiques (entre 1,506 milliard de kilomètres et 1,347 milliard de kilomètres).

Il est constitué par un globe très aplati ayant un rayon équatorial de 60 400 km ou 9,47 rayons terrestres et un rayon polaire de 54 500 km. Sa masse est de 95,4 masses terrestres de sorte que sa densité moyenne de 0,7 est inférieure à celle de l'eau.

L'aspect du globe de Saturne est assez analogue à celui de Jupiter; il présente des bandes, mais elles sont peu contrastées, et de temps en temps seulement la bande équatoriale présente une tache blanche qui a permis de déterminer la période de rotation qui est de l'ordre de 10 heures à l'équateur. Il est certain que les conditions physiques du globe de Saturne sont très analogues à celles de Jupiter. Il semble que Saturne ait aussi une source de chaleur intérieure, mais, à l'inverse de Jupiter, le champ magnétique paraît faible. Il faudra attendre les résultats de la sonde Pionnier 11, actuellement en route pour Saturne qu'elle atteindra en septembre 1979, pour être fixé.

▼ *La planète* Saturne *avec son anneau caractéristique (copyright du California Institute of Technology).*

Mount Wilson and Palomar Observatories



Les composants atmosphériques de Saturne sont très probablement les mêmes que ceux de Jupiter, mais la température mesurée de — 200 °C est telle que l'on n'a pu détecter avec certitude l'ammoniac NH_3 ; ce corps doit être à l'état solide.

Les anneaux de Saturne

Dans le plan équatorial de Saturne existe un anneau très mince et présentant des séparations qui le divisent en fait en trois anneaux. Un anneau intérieur, très peu lumineux, nommé *anneau de crêpe,* a un rayon intérieur de 72 000 km et s'étend jusqu'à 89 000 km. Il est difficile à observer. Ensuite, l'anneau disparaît sur un intervalle de 1 000 km. L'*anneau B,* très brillant, va de 90 000 à 116 000 km. Une séparation très nette, dite *division de Cassini,* le sépare de l'anneau extérieur ou *anneau A,* moins brillant, et qui s'étend jusqu'à 137 000 km.

L'anneau est très mince : lorsqu'on le voit par la tranche, il disparaît et son épaisseur est évaluée à 10 km. Un anneau si mince ne pourrait subsister s'il était solide ; il est formé par un ensemble de petits satellites, tournant autour de Saturne suivant les lois de l'attraction newtonienne. L'analyse spectroscopique montre bien que l'anneau ne tourne pas comme un solide.

L'axe de rotation de Saturne fait avec l'orbite de Saturne un angle de 26°,7. Au cours du mouvement orbital, ce plan reste parallèle à lui-même : c'est une conséquence des lois de la mécanique céleste. Il existe certainement un petit effet de précession, comme pour la Terre, mais nous pouvons le négliger. Un observateur placé au centre du Soleil occuperait des positions différentes par rapport au plan équatorial de la planète, suivant la position de Saturne sur son orbite. La position du plan équatorial de Saturne dans l'espace est telle qu'en 1967, le Soleil était situé dans le plan équatorial ; il passait dans l'hémisphère Sud. Cette date est l'équivalent de notre équinoxe d'automne. A ce moment, un observateur, placé sur le Soleil, ne verrait plus l'anneau de Saturne. Le phénomène ne serait pas très différent pour un observateur terrestre. Actuellement, en 1975, un quart de période de révolution plus tard, un observateur terrestre peut voir l'anneau à son maximum d'ouverture, alors qu'en 1967, il était invisible. A partir de 1975, il va devenir de plus en plus mince pour disparaître en 1981. Ensuite, nous le verrons par la face nord ; le maximum de visibilité aura lieu en 1990 et nous aurons bouclé la boucle en 1997.

Naturellement, pour un observateur terrestre, il faut tenir compte du mouvement orbital de la Terre. Au moment de la disparition des anneaux, le phénomène se complique. La Terre et le Soleil ne se trouvent pas simultanément dans le plan de l'anneau, de sorte que de complexes phénomènes d'ombres portées, parfaitement prévisibles, se passent.

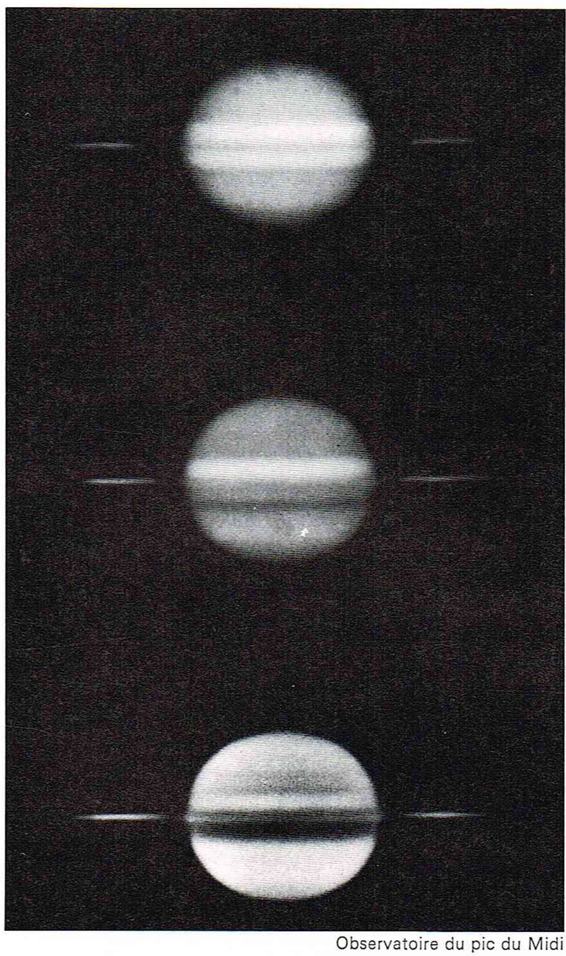
On sait que Galilée n'avait pas reconnu en 1610 la nature des anneaux et avait été surpris de ne pas revoir en 1613 les deux satellites qu'il pensait avoir identifiés en 1610. En 1613, l'observateur terrestre, situé dans le plan de l'anneau, ne pouvait l'apercevoir. Comme nous l'avons indiqué, on peut observer les ombres portées des anneaux sur le globe et du globe de Saturne sur l'anneau ; cette dernière ombre n'est observable que loin de l'opposition.

La dimension des satellites qui forment les anneaux n'est pas connue. On a longtemps supposé qu'ils étaient formés de glace. Mais des spectres infrarouges ont montré l'existence de bandes d'absorption qui sont identiques à celle de la glace d'ammoniac (1969).

Les autres satellites

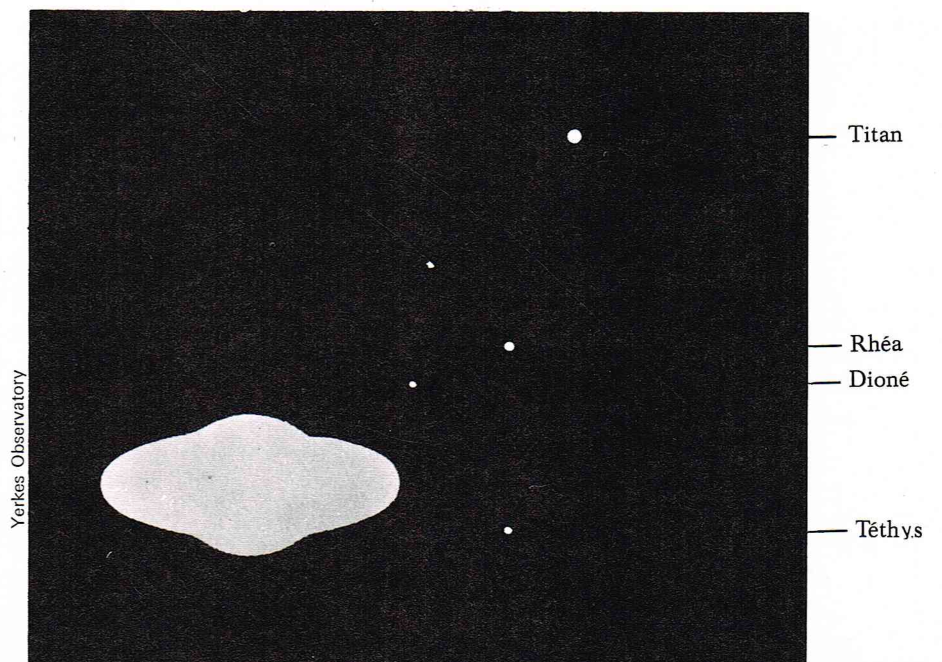
En plus de ces anneaux, Saturne comprend une dizaine de satellites : 9 ont des orbites bien connues, le dixième, Thémis, découvert en 1900, a été perdu depuis, mais un nouveau, Janus, a été découvert en 1966 par Dollfus. Le plus important est Titan dont le diamètre est de 4 880 km ; il est nettement plus grand que la Lune. Il a une atmosphère contenant du méthane. Son orbite est contenue pratiquement dans le plan des anneaux et sa période de révolution est de 15,945 jours ; il circule à 1,222 million de kilomètres du centre de Saturne. Il est facilement observable ; sa magnitude à l'opposition est de 8,3. Les autres satellites, sauf Phœbé (IX) et Japet (VIII), circulent dans le plan des anneaux.

Les deux satellites les plus proches sont **Janus** et **Mimas.** Janus a une période de 18 h, une magnitude de 14, un diamètre estimé à 300 km et une orbite très proche de la limite extérieure de l'anneau ; il en est de même de Mimas, dont la période est de 22 h, et à sa magnitude 12 correspond un diamètre de 600 km. Les autres satellites ont des magnitudes comprises entre 10 et 11 et circulent plus près que Titan ; leurs diamètres ont des valeurs comprises entre 600 et 1 400 km **(Rhéa). Hypérion** est très faible (magnitude 14,5) et a une orbite un peu plus grande que celle de Titan. Sa période est de 21,28 jours. **Japet** a une orbite inclinée de 15° sur le plan des anneaux ; sa période est de 79,9 jours. Il est trois fois plus éloigné que Titan. Enfin, **Phœbé,** découvert en 1898, a une orbite inclinée de 30° sur le plan des anneaux. Sa période est de 550 jours et son mouvement est rétrograde. C'est peut-être une petite planète capturée par Saturne ; son diamètre est faible : 200 km.



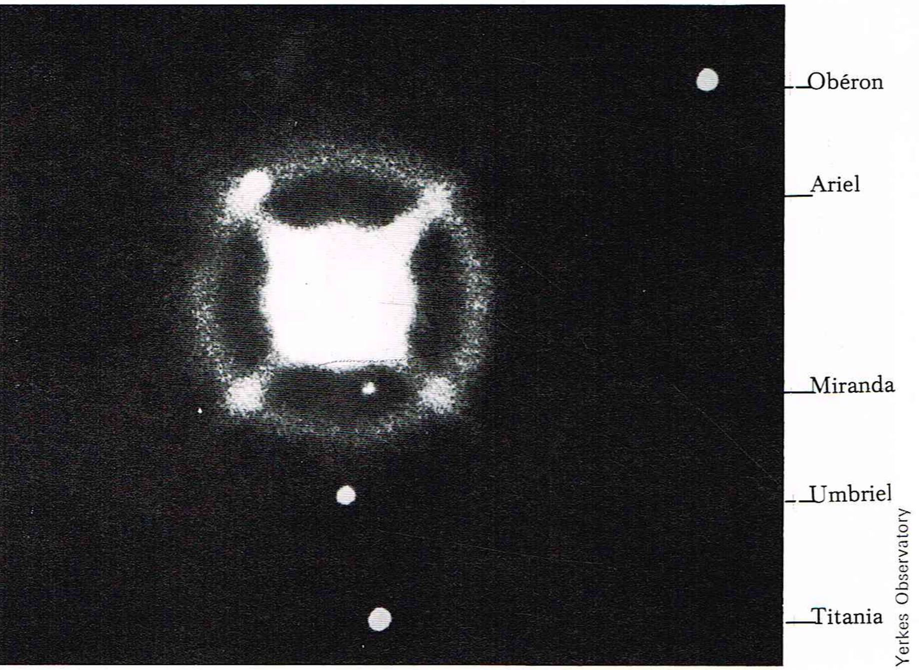
Observatoire du pic du Midi

◀ ***Photographie** de Saturne **les 19 et 20 septembre 1966 au moment de la disparition des anneaux vus par la tranche : en haut, avec un filtre jaune, pose 1/2 s ; au milieu, avec un filtre bleu-violet, pose 4 s ; en bas, filtre ultraviolet, pose 10 s (Observatoire du pic du Midi).***



Yerkes Observatory

▼ **Saturne** *et quatre de ses satellites (Titan, Rhéa, Dioné et Téthys) sur une photographie exécutée par Kuiper, le 24 mars 1948. Le long temps d'exposition nécessaire pour faire apparaître les satellites a abouti à une surexposition de la planète et de ses anneaux (Observatoire Yerkes).*



▲ Uranus *et ses cinq satellites (Obéron, Ariel, Miranda, Umbriel et Titania). Miranda a été découvert par Kuiper le 15 février 1948, en examinant le négatif original de cette photographie (Observatoire Yerkes).*

Uranus

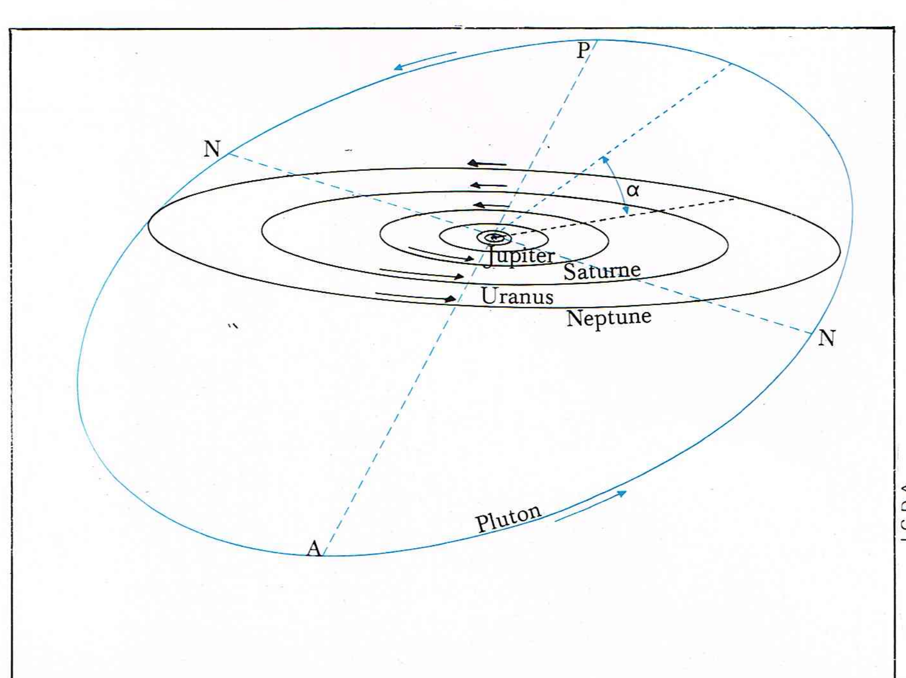
La planète Uranus a été découverte par hasard en 1781 par W. Herschel. Elle circule en 84,01 ans autour du Soleil sur une orbite de 19,2 unités astronomiques de rayon. L'excentricité de l'orbite est $e = 0{,}047$. Uranus a l'aspect d'un petit disque sensiblement rond (aplatissement 1/33) de 4'' de diamètre angulaire. Le disque d'Uranus est verdâtre, aucun détail sûr n'est observable. Son rayon est de 25 400 km et sa densité de 1,3. Mais Uranus a une atmosphère d'hydrogène, d'hélium et de méthane. Sa température, de 55 °K, ne semble pas indiquer de source de chaleur interne. C'est à peu près tout ce que nous savons sur cette grande planète qui doit être analogue à Saturne et à Jupiter. On estime sa période de rotation à 10 h 48 mn.

Les satellites d'Uranus

Uranus a 5 satellites, dont 2 furent découverts en 1787 par W. Herschel. Ils ont des magnitudes voisines de 14, et leurs diamètres sont évalués à environ 900 km. Le plus brillant, **Titania,** tourne en 8,7 jours autour de sa planète, et son diamètre est estimé à 1 000 km; **Obéron** a une période de 13,5 jours.

Mais la très grande originalité de ces satellites, comme celle des deux satellites plus faibles, découverts en 1851, est le fait qu'ils ont des orbites pratiquement perpendiculaires au plan de l'orbite d'Uranus. Le satellite **Miranda** est très faible (magnitude 17); il est très voisin de la planète et sa période est de 1,4 jour.

▼ *Orbite de* Pluton *vue en perspective :* NN, *ligne de nœuds;* A, *aphélie;* P, *périhélie;* α, *angle formé par le plan de l'orbite avec le plan de l'écliptique (soit environ 17°).*



Neptune

Cette planète, prévue par le calcul par Le Verrier et par Adams, a été découverte par Galle le 23 septembre 1846; elle a une orbite pratiquement circulaire située à 30,06 unités astronomiques. Sa période de révolution est de 164,79 ans. C'est un astre de 8[e] grandeur et montrant un petit disque de 2'' de diamètre angulaire, sensiblement rond. Son diamètre est estimé à 44 000 km. C'est donc une planète analogue à Uranus dont elle présente tous les caractères : atmosphère de méthane, température calculée de 45 °K. On estime sa période de rotation à 15 h 48 mn.

Les satellites de Neptune

Neptune a deux satellites. **Triton,** de magnitude 13,5, a une trajectoire inclinée de 141° sur son orbite, c'est-à-dire que son plan ne fait qu'un angle de 39°, mais son mouvement est rétrograde. Sa période est de 5,88 jours. Il a un grand diamètre estimé à 4 000 km. **Néréide,** très faible, avec une magnitude de 19,5, n'a été découvert qu'en 1949 par Kuiper. Elle est éloignée de la planète. Son orbite est très excentrique ($e = 0{,}76$), de sorte que sa distance au centre de Neptune varie entre 10 millions et 1,3 million de kilomètres. Son mouvement est direct, sa période de 360 jours, et son diamètre voisin de 200 km.

Pluton

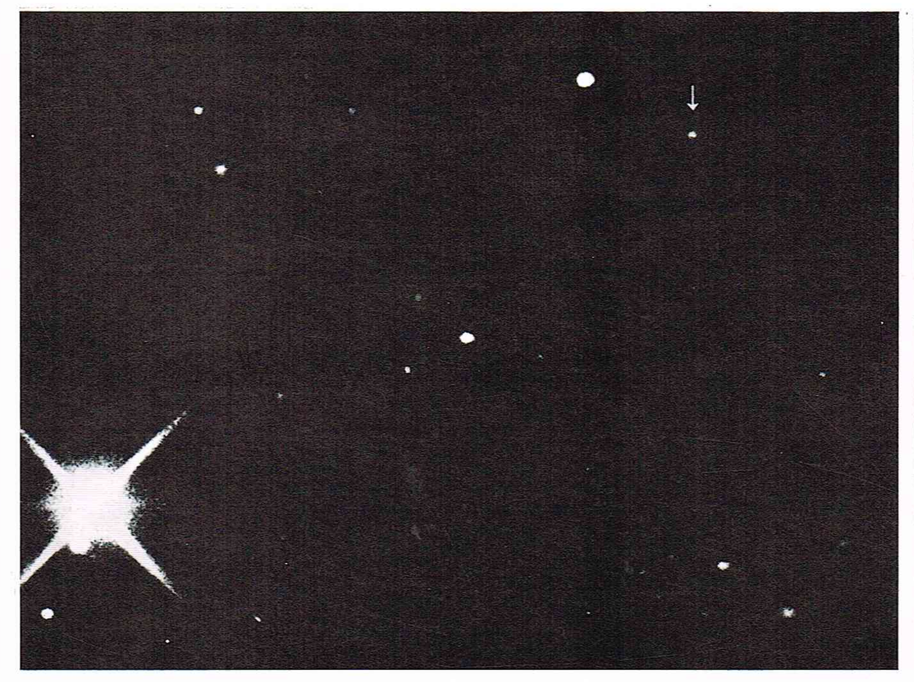
Vers 1914, l'astronome américain Lowell avait prédit l'existence d'une planète transneptunienne pour expliquer des perturbations du mouvement d'Uranus qui ne pouvaient être expliquées par l'attraction de Neptune. Une recherche faite en 1919 avait été infructueuse, et c'est Tombaugh qui découvrit la planète en 1930, à 6° de la position prévue par P. Lowell. Mais s'agissait-il bien de la planète prévue par Lowell? Pluton semblait si petit que l'on se posa immédiatement beaucoup de questions à son sujet; elles ne sont pas encore résolues. Un célèbre expert en mécanisme céleste, E. W. Brown, a qualifié la découverte de tout à fait fortuite.

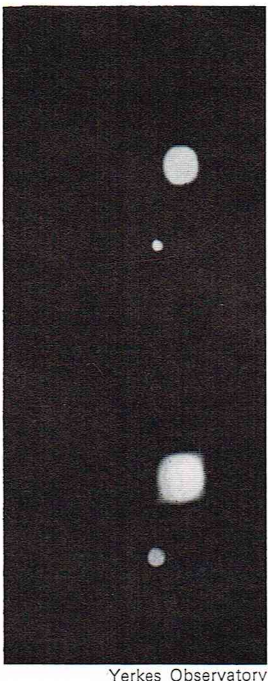
Sauf pour les éléments de l'orbite, nous connaissons peu de chose de Pluton. Cette planète, qui se trouve en moyenne à 39,5 unités astronomiques du Soleil, décrit en 248 ans une orbite à la fois très excentrique ($e = 0{,}250$) et très inclinée, de 17° par rapport à l'écliptique. A cause de cette orbite très anormale, Pluton peut être très éloigné de l'écliptique, bien au-delà du zodiaque. D'autre part, à l'aphélie, dont le dernier remonte au 12 juillet 1866, Pluton se trouve à environ 50 unités astronomiques du Soleil. Au périhélie (le prochain aura lieu le 12 septembre 1989), il est pratiquement à la même distance du Soleil que Neptune, à 30 unités astronomiques. En fait, entre 1979 et 1998, Neptune sera la planète connue la plus lointaine du système solaire. Mais les orbites de ces deux planètes ne se recoupent pas, à cause de leur inclinaison différente sur l'écliptique, et les deux planètes ne pourront se rapprocher à plus de 385 millions de kilomètres.

La période de rotation de Pluton serait de 6,4 jours. On ne connaît bien ni sa masse, ni son diamètre. On croyait à l'origine que Pluton était très petit. En 1950, Kuiper, travaillant au mont Palomar, évalua le diamètre de Pluton à environ la moitié (soit 0,46) de celui de la Terre, avec une masse représentant le dixième de celle de la Terre.

Des mesures plus récentes (1965) semblaient confirmer les résultats de Kuiper. Mais comment une planète aussi petite pourrait-elle seule produire les perturbations observées dans les mouvements d'Uranus et de Neptune? Pour tourner la difficulté, il fallait considérer la densité de Pluton comme 10 fois supérieure à celle de la Terre, c'est-à-dire 3 fois celle de l'or. Il y a quelques années, on proposa une autre explication des observations de Kuiper : la surface de Pluton, gelée, réfléchirait la lumière du Soleil comme un miroir convexe, de sorte qu'on mesurerait non pas le véritable diamètre de la planète, mais celui de sa brillante tache centrale, bien inférieur à celui de la totalité du disque.

Une autre hypothèse, séduisante, est que les perturbations d'Uranus et de Neptune ne seraient pas provoquées par Pluton, mais par une planète éloignée supplémentaire, inconnue, la *planète X*. En 1846, immédiatement





◀ **Neptune** *et ses deux satellites,* **Triton** *et* **Néréide** *(ce dernier indiqué par la flèche); à droite, détail montrant Neptune et Triton photographiés à un intervalle de 12 mn, le 24 février 1949 (Observatoire Yerkes).*

Yerkes Observatory

après la découverte de Neptune, Le Verrier avait déjà indiqué que la nouvelle planète subirait des perturbations, et montrerait ainsi l'existence d'une planète plus lointaine, et ainsi de suite, jusqu'aux limites de l'hypothétique nuage contenant 100 milliards de comètes, situé à 150 000 unités astronomiques, et dont nous parlerons plus loin.

Finalement, on semblait voir percer, en 1968, les mystères de la masse et de la densité de Pluton, en analysant les perturbations des mouvements de Neptune de 1846 à 1968, et en trouvant pour Pluton plusieurs masses possibles. La valeur de 0,18 masse terrestre est celle qui convient le mieux si l'on considère les perturbations de Neptune. En 1965, on a observé l'occultation d'une étoile de 15e magnitude par Pluton. On en a déduit un diamètre de 6 400 km et une densité égale à 1,4 fois celle de la Terre.

En conclusion, Pluton ne serait pas plus gros que Mars mais serait deux fois plus dense.

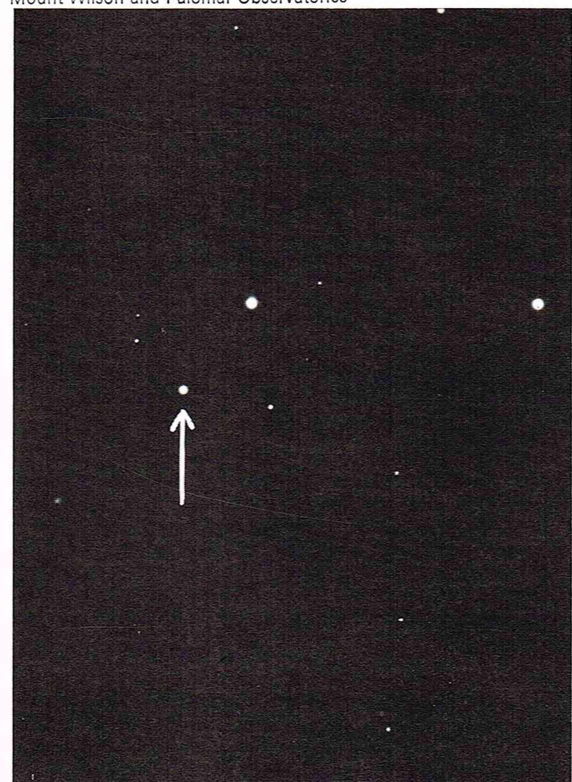
On a cherché des satellites de Pluton, avec les plus grands télescopes, notamment celui du mont Palomar, mais sans résultat. S'il en existe, ils doivent être plus faibles que la magnitude 22, à moins qu'ils ne soient très proches de la planète.

Pour conclure, Pluton ressemble beaucoup aux planètes terrestres, aussi bien par ses dimensions que par sa masse. Son orbite excentrique, l'inclinaison du plan de l'orbite font penser que Pluton est plutôt un satellite échappé d'une autre planète. Certains spécialistes (comme Lyttleton) pensent qu'à l'origine Pluton était un satellite de Neptune, et qu'il s'en serait éloigné par l'action de Triton. Simultanément, le mouvement orbital de Triton, d'abord direct, serait devenu rétrograde. Selon d'autres astronomes (Kuiper et Rabe), par contre, Pluton proviendrait d'une partie des matériaux de la protoplanète qui donna naissance à Neptune.

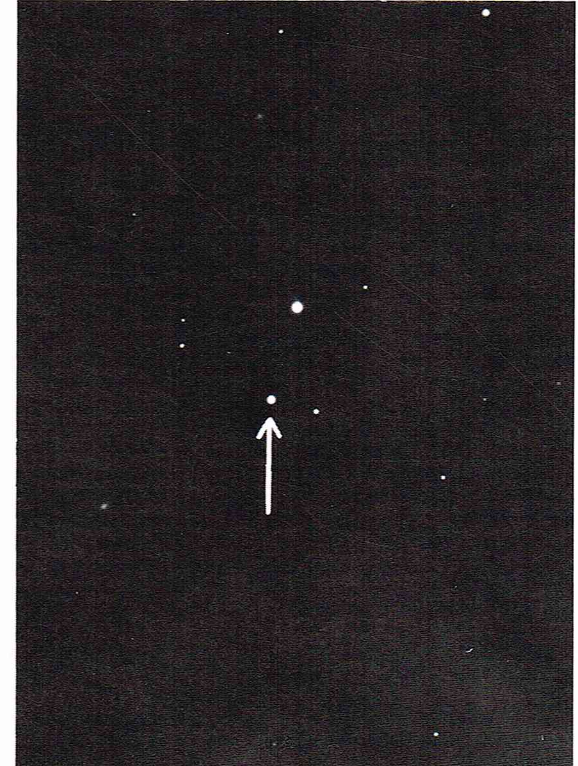
Les petites planètes

La loi de Titius-Bode indiquait une lacune dans la série des planètes entre Mars et Jupiter pour la distance de 2,8 unités astronomiques. Cette lacune a été comblée par la découverte en 1801 de **Cérès** dont le demi grand axe de l'orbite est de 2,767 unités astronomiques; puis furent découvertes **Pallas, Junon** et, en 1807, **Vesta,** dont le demi grand axe est d'ailleurs nettement plus petit (2,361). Un cinquième astéroïde fut découvert en 1845, **Astrée,** puis les découvertes s'accélèrent, surtout

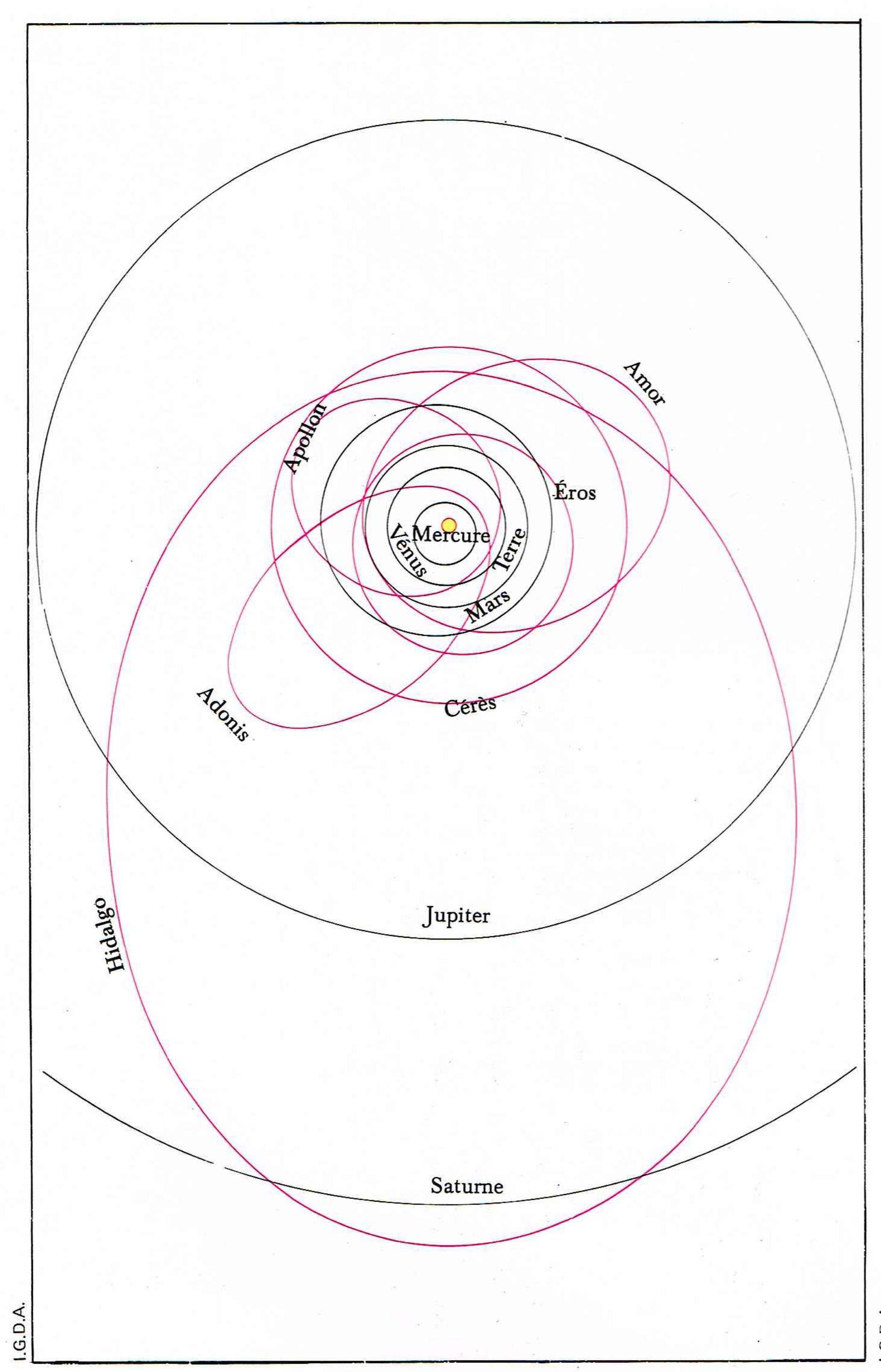
Mount Wilson and Palomar Observatories



Mount Wilson and Palomar Observatories



◀ *Mouvement de* **Pluton** *par rapport aux étoiles, déterminé grâce à deux photographies effectuées à 24 h d'intervalle (Observatoires du mont Wilson et du mont Palomar).*



Le plus grand est Cérès dont le diamètre est de 1 000 km et qui ne réfléchit que 8 % de la lumière solaire ; viennent ensuite Pallas (550 km, 10 %), Vesta (520 km et 25 %). C'est à cause de ce grand albédo que Vesta est la petite planète la plus brillante. De nombreux astéroïdes ont des diamètres compris entre 200 et 100 km. Les plus faibles, détectés avec le télescope de Schmidt du mont Palomar, ont des diamètres de l'ordre de 2 km.

La détermination de la masse des astéroïdes est très difficile. Dans deux cas, des petites planètes se sont assez rapprochées pour que la déformation de leurs orbites ait permis d'évaluer leurs masses. Les densités sont donc mal connues. Celle de Cérès est estimée à 2,5. Toutes les petites planètes ont de petites masses. La plus grande, Cérès, a une masse égale à 1/5 000 de la masse terrestre, et l'ensemble des astéroïdes, en tenant compte de toute la poussière des petites planètes invisibles, ne doit pas dépasser 1/2 000 de la masse de la Terre ou 6 % de celle de la Lune.

L'étude récente de la lumière réfléchie par Vesta et par Junon montre une bande d'absorption située vers 0,95 μm, analogue à celle des météorites chondritiques. La plupart des astéroïdes sont très foncés et peuvent être comparés à du noir de fumée.

Un grand nombre de petites planètes ont des éclats variables avec des périodes comprises entre 2 et 20 heures ; ces astéroïdes ne sont pas sphériques et ils tournent. Le cas le plus étrange est celui d'**Hector** pour lequel on a proposé une forme de barre de 100 km de long et 19 km de diamètre. Peut-être Hector est-il formé par deux astéroïdes tournant autour de leur centre de gravité commun ?

L'étude statistique des orbites des astéroïdes donne des résultats très intéressants : le plus grand nombre de petites planètes a des demi grands axes de 2,7 ou 3,1 unités astronomiques. Si l'on étudie la fréquence de leur répartition en fonction de la période, on constate qu'il n'y a pas de petites planètes ayant des périodes égales à 1/2, 3/7, 2/5 et 1/3 de celle de Jupiter. Il s'agit là d'un phénomène de résonance. Jupiter a dû éliminer par son action perturbatrice les astéroïdes de ces orbites.

Les petites planètes peuvent être groupées en familles qui circulent sur des orbites voisines comme si elles provenaient de la désintégration d'une même petite planète initiale.

Un groupe de 15 planètes circule sur l'orbite de Jupiter mais à 120° de longitude de part et d'autre de Jupiter.

9 avril 1968
14 avril
19 avril
24 avril
29 avril
4 mai
9 mai
14 mai
19 mai
24 mai
29 mai
4 juin
9 juin
14 juin
19 juin
24 juin
29 juin 1968
Soleil
Terre
I.G.D.A.

▲ *A gauche, schéma des orbites très excentriques de certaines petites planètes.*
A droite, positions relatives du **Soleil**, *de la* **Terre** *et de la petite planète* **Icare** *vers le passage au périhélie le 4 mai 1968. L'aspect un peu curieux de cette courbe provient du fait qu'on a représenté la position d'Icare par rapport à la ligne de référence Soleil-Terre supposée fixe. Le minimum de distance Terre-Icare a eu lieu le 15 juin (7 millions de km environ).*

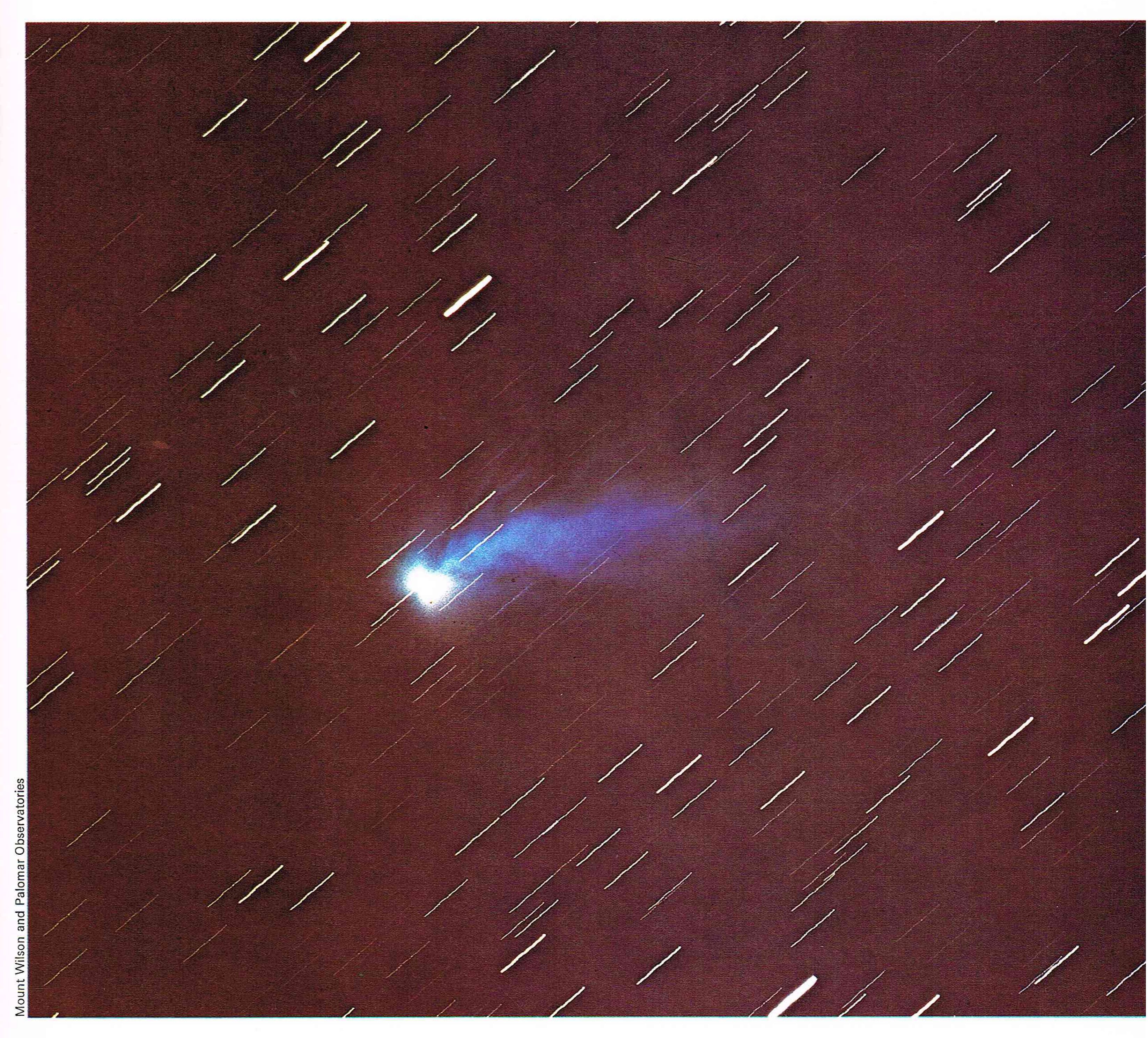
après l'introduction par Wolf, en 1891, de la photographie comme moyen de recherche.

Le nombre d'astéroïdes découverts visuellement est de 317. Actuellement, le nombre de petites planètes qui ont des orbites assez bien connues pour être désignées par des noms ou des numéros est de 1 796. 24 sont plus brillantes que la magnitude photographique 11 ; à l'opposition géocentrique, la plus brillante est Vesta avec une magnitude 6,8. Le nombre des petites planètes a encore beaucoup augmenté depuis que de puissants moyens ont été utilisés, et on estime à 500 000 le nombre de petites planètes plus brillantes que la magnitude 21,2.

La photométrie permet de déterminer leurs dimensions. L'éclat d'une petite planète dépend de deux facteurs : de sa surface qui diffuse et de la proportion de lumière réfléchie ou albédo. Les petites planètes émettent aussi un rayonnement infrarouge dû à leur température. La combinaison de ces deux données a permis de déterminer à la fois le diamètre et l'albédo pour quelques astéroïdes.

Lagrange avait indiqué que des objets situés en ces deux points devaient avoir des orbites stables. On a décidé de donner à ces planètes les noms des guerriers grecs et troyens : **Hector, Achille, Patrocle, Agamemnon,** etc. En principe, les planètes situées au point de Lagrange en avant-garde sur Jupiter sont les planètes grecques, les autres les planètes troyennes ; mais la règle n'a pas été respectée : Hector s'est glissé parmi les Grecs et Patrocle parmi les Troyens.

Quelques petites planètes ont des orbites très excentriques : **Hidalgo** est la seule qui dépasse, à son aphélie, l'orbite de Jupiter. C'est peut-être une ancienne comète. D'autres s'approchent beaucoup de la Terre au périhélie. **Éros** a servi à la détermination de la parallaxe du Soleil. **Icare, Hermès** et 1685 **Toro** peuvent s'approcher à 10 millions de kilomètres de la Terre. En 1936, Adonis s'approcha successivement à 2 millions de kilomètres de Vénus, de la Terre et ensuite de Mars. En 1933, Hermès s'approcha encore plus près de la Terre, à environ


Mount Wilson and Palomar Observatories

▲ ***La* comète Humason, *photographiée en 1961 (copyright du California Institute of Technology).***

776 000 km, c'est-à-dire deux fois la distance de la Terre à la Lune. Hermès peut même s'approcher jusqu'à 355 000 km de nous.

Walter Baade découvrit, en 1949, une petite planète qu'il baptisa **Icare ;** il la réobserva en 1950 et 1952, ce qui permit de déterminer une bonne orbite, et nous ne risquons plus de la perdre, comme il arrive souvent pour des astéroïdes peu observés. Ce corps est passé le 14 juin 1968 à environ 6 800 000 km de la Terre.

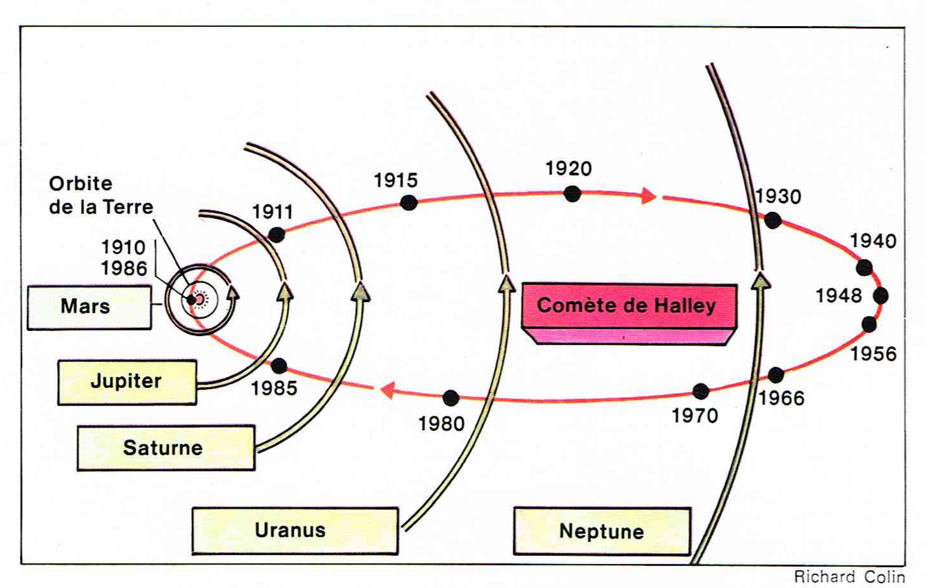
Quelle est l'origine de cet anneau de petites planètes ? Sont-elles dues à l'explosion d'une planète circulant entre Mars et Jupiter ou bien, pour une raison quelconque, la masse diffuse du protosoleil n'a-t-elle pas pu se condenser ?

Il est probable que certaines petites planètes peuvent s'approcher encore plus de la Terre qu'Hermès ; certaines ont peut-être touché la Terre comme météorites. Leur étude est à l'ordre du jour. On fait des plans pour en photographier à l'aide d'engins spatiaux.

Les comètes

Une belle comète, visible à l'œil nu, présente un *noyau* d'aspect stellaire, entouré d'un *halo* ou *coma* dont s'échappe une *queue* très longue. Dans les cas les plus spectaculaires, elle peut s'étendre de l'horizon au zénith. Ces apparitions imprévisibles ont de tous temps frappé les hommes.

Les chroniques anciennes sont pleines de relations de comètes ; la nature de ces phénomènes n'était pas connue ; ils étaient souvent associés à des événements de la vie des hommes, et on leur prêtait, en général, un effet maléfique : pestes, guerres, mort de grands hommes ; quelquefois on les liait aussi à des événements heureux, comme la qualité du vin ; les vins de la Comète, comme celui de 1910, étaient réputés ; inutile de dire que ces associations sont fausses et que les coïncidences sont fantaisistes, mais ces superstitions du Moyen Age sont loin d'être oubliées.



Richard Colin

▲ *L'orbite de la* comète de Halley.

Lorsqu'une comète brillante se trouve dans le ciel, elle est en général observable pendant plusieurs jours et quelquefois plusieurs mois. Ce n'est donc pas un phénomène éphémère comme un météore ou une aurore polaire, et néanmoins, les Anciens ont pensé que les comètes se situaient dans l'atmosphère terrestre. La raison de cette attribution était philosophique : pour les Anciens, le monde sublunaire était formé de quatre éléments changeants : la terre, l'eau, l'air et le feu. Comme la comète a un éclat très variable, elle ne pouvait être que sublunaire et ne pouvait pas faire partie de la sphère de l'éther inchangeable et incorruptible. Les comètes étaient donc pour les Anciens des exhalaisons de la Terre et non des astres.

Quelques philosophes de l'Antiquité, tels Apollonios et Sénèque, avaient bien essayé d'interpréter les comètes comme des astres, mais leurs idées ne furent pas acceptées, et pour l'Antiquité et le Moyen Age, la nature atmosphérique des comètes ne faisait pas de doute. Il fallut attendre le XVIe siècle pour que cette notion fût revue.

Regiomontanus décrivit le mouvement des comètes sur la sphère céleste et Apian montra la relation avec le Soleil : la queue est toujours dirigée à l'opposé de la direction du Soleil, comme si celui-ci soufflait sur la comète. Enfin, Tycho Brahé observa la belle comète de 1577 et essaya de déterminer sa distance. Il montra qu'elle était plus éloignée que la Lune.

Les comètes sont donc des astres au même titre que les planètes, et elles décrivent des orbites; mais elles ne pouvaient, dans l'idée de l'époque, que décrire des cercles, et, à cause de cette erreur, il ne fut pas possible d'expliquer leur mouvement.

C'est à Newton que nous devons la solution de ce problème qu'il exposa dans les *Principia,* en même temps que les lois de Kepler des planètes. Les planètes décrivent des orbites elliptiques si peu aplaties qu'elles sont pratiquement des cercles. Newton essaya d'expliquer l'orbite de la comète de 1680 par une ellipse aplatie. L'orbite qu'il trouva était si allongée qu'il n'était pas possible de la distinguer d'une parabole. Or, les *Principia* montrent que les mouvements paraboliques et même hyperboliques étaient possibles.

Les orbites des comètes

Le calcul des orbites paraboliques est d'ailleurs plus simple, et, en collaboration avec Newton, son ami, Halley calcula, en 1705, les orbites paraboliques de 24 comètes pour lesquelles il disposait de bonnes observations. La parabole est une courbe plane; le Soleil est situé au foyer. La dimension de la parabole est caractérisée par la distance du sommet au foyer, la *distance périhélique*. Lorsque la comète est en ce point, sa vitesse orbitale est maximale. Cette distance périhélique peut être très petite.

On constate que, pour les comètes, la situation du plan des orbites est beaucoup plus variée que pour les planètes dont les orbites sont presque confondues avec le plan de l'orbite terrestre ou écliptique. Les astronomes caractérisent la situation du plan de la comète par la direction de l'intersection avec l'écliptique, l'inclinaison des deux plans et ils donnent la date du passage de la comète au périhélie.

Halley constata avec surprise que les éléments des comètes de 1531, 1607 et 1682 étaient pratiquement identiques. Tout se passait comme si les paraboles étaient confondues en taille et situation. Il constata aussi que les intervalles entre les apparitions étaient de 76 et 75 ans. Halley en déduisit que les trois comètes étaient un seul astre décrivant non pas une parabole, comme il l'avait d'abord supposé, mais une ellipse allongée. La comète n'est visible que près de son passage au périhélie, et elle disparaît faute de lumière lorsqu'elle est loin du Soleil. Halley indiqua que la comète observée en 1456 était encore la même comète, et il prévit son retour pour 1758.

On constate, à l'énoncé de ces données, que la périodicité de la comète ne parait pas tout à fait constante. Elle a varié de 76 ans 62 jours à 74 ans 323 jours entre les trois apparitions. Ce désaccord, loin de contredire l'explication de Halley, est en réalité une magnifique confirmation de la loi de Newton : les écarts de période constatés s'expliquent par l'attraction qu'exerce Jupiter sur la comète lorsque ces deux astres sont voisins, et il est possible de calculer cet effet de perturbation. C'est un problème difficile, résolu par le grand mathématicien français Clairaut. Grâce à ses travaux, Lalande a prévu le passage au périhélie de la comète de Halley le 15 avril 1759. Effectivement, la comète fut retrouvée. Elle passa au périhélie 33 jours avant la date prévue. La différence de date provient du fait que la masse de Jupiter n'était pas assez bien connue au XVIIIe siècle. Ni Newton, ni Halley ne vécurent assez longtemps pour voir ce retour qui fut un triomphe de la mécanique céleste. Il est juste que cette comète, par exception, porte le nom du calculateur et non du premier découvreur, d'ailleurs inconnu, car la comète de Halley peut être suivie dans les vieilles chroniques jusqu'au Ve siècle avant Jésus-Christ, et nous possédons des observations assez précises pour 30 passages; l'accord entre les observations et les calculs est aussi bon qu'on peut l'espérer pour de si vieilles observations.

Cette comète réapparaîtra en 1986; elle passera au périhélie le 9 février, et la prévision sera exacte à quelques minutes près. Malheureusement, ce passage de la comète sera beaucoup moins intéressant pour nous car la Terre sera mal placée par rapport à la comète alors que la situation était privilégiée en 1910.

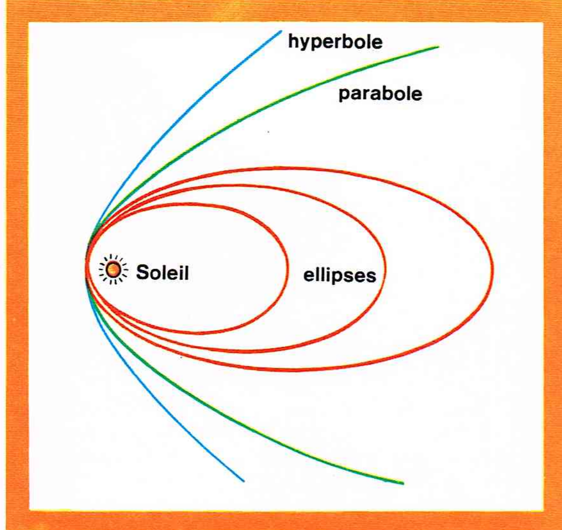
La comète de Halley a actuellement une période de 77 ans; à son minimum de distance du Soleil, elle est à 0,58 unité astronomique (87 millions de kilomètres); la distance maximale est de 35,5 unités astronomiques (5,3 milliards de kilomètres); elle est située alors au-delà de l'orbite de Neptune.

Si les belles comètes sont rares, il existe par contre de très nombreuses comètes faibles, à peine visibles à l'œil nu ou seulement visibles dans des télescopes. Avant l'invention des lunettes, seules les grandes comètes étaient découvertes. Le nombre des découvertes annuelles augmente rapidement avec les perfectionnements techniques : grandes lunettes binoculaires et surtout photographie à grand champ. Actuellement, on découvre environ 8 à 10 comètes par an.

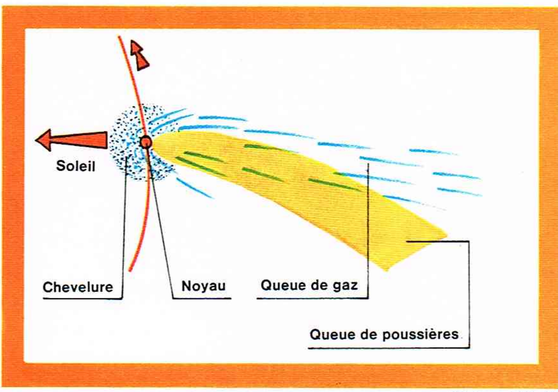
Le découvreur peut donner son nom à la comète, et certains de ces chercheurs sont particulièrement acharnés. Le record est détenu par Pons qui en découvrit 28 en 27 ans. Il était à ses débuts concierge à l'observatoire de Marseille, et il termina sa carrière comme directeur des observatoires de Lucques et de Florence. Une rare application lui permit une belle carrière.

Baldet, en 1962, et Porter, en 1967, ont établi des catalogues relatant toutes les observations de comètes jusqu'à trois millénaires avant notre ère.

Si l'on tient compte du fait que plusieurs comètes ont été mentionnées plusieurs fois, on dénombre environ 1 600 comètes entre la première observation sûrement rapportée, en 613 avant Jésus-Christ, et 1965. Au taux actuel des découvertes, ce nombre aurait été voisin de 20 000. Nos connaissances sur un grand nombre de ces comètes sont naturellement souvent très restreintes; ainsi, sur ces 1 600 comètes, 566 seulement ont des orbites déterminées.

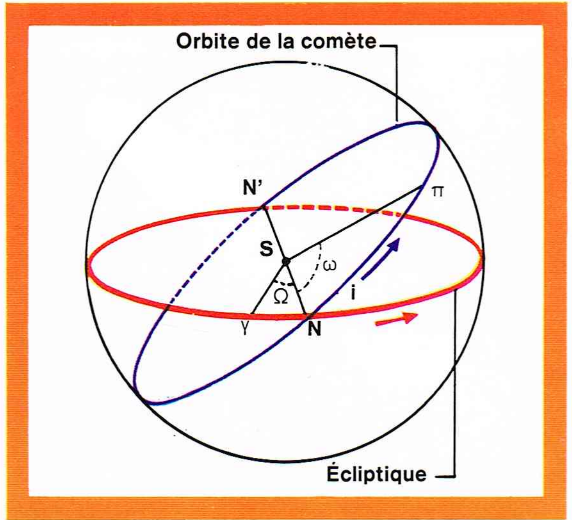






Richard Colin

◀ *A gauche, représentation graphique des orbites cométaires. A droite, représentation schématique des diverses parties d'une comète.*



Richard Colin

◀ *Représentation schématique de la position du plan d'une orbite cométaire sur la sphère céleste par rapport à l'écliptique :*
***S**, Soleil; γ, point vernal; NN', ligne des nœuds; π, périhélie; i, inclinaison; Ω, longitude du nœud; ω, angle de position du périhélie.*

En incluant les orbites des comètes découvertes récemment, on trouve, pour 619 comètes : 68 hyperboles, 327 paraboles et 224 ellipses. Mais, en fait, la plupart des ellipses sont à très longue période et ne diffèrent guère d'une parabole et seules environ 95 comètes à période inférieure à 165 ans ont des orbites nettement elliptiques. Les orbites paraboliques ou quasi paraboliques sont donc dominantes et comprennent 84 % de toutes les comètes. Le nombre d'orbites hyperboliques est extrêmement faible et, en fait, aucune hyperbole nettement différente de la parabole n'est connue. On pense que les 68 comètes hyperboliques sont en réalité des comètes qui, à l'origine, étaient paraboliques et dont l'orbite a été légèrement changée par l'attraction de Jupiter. Cette constatation est intéressante car la mécanique céleste montre que tout astre provenant de l'espace interstellaire et attiré par le Soleil décrit une orbite hyperbolique; inversement, toute comète hyperbolique s'échappera définitivement du système solaire. L'absence de toute comète nettement hyperbolique montre que les comètes ont toujours fait partie du système solaire et qu'il n'y a pratiquement pas de connexion entre le système solaire et les systèmes stellaires proches. Nous reviendrons sur ce problème lorsque nous étudierons l'origine des comètes.

Étudions rapidement l'orientation des orbites dans l'espace. Pour les 500 comètes paraboliques ou à longue période, on constate que l'inclinaison des plans des orbites sur le plan de l'écliptique est tout à fait quelconque et on peut dire que les orbites des comètes sont réparties au hasard et qu'elles ne font pas partie du système des planètes. En effet, si c'était le cas, ces comètes circuleraient dans des plans sensiblement confondus avec le plan de l'écliptique.

La situation est différente pour les 224 comètes périodiques. 18 ont des périodes comprises entre 27 et 165 ans. Quelques-unes d'entre elles sont très intéressantes, comme celle de Halley, mais leur nombre est trop petit pour permettre une statistique significative. On peut néanmoins dire que la répartition de leurs orbites les rapproche du groupe des comètes paraboliques.

Par contre, les 77 comètes à période inférieure à 18 ans forment un groupe à part.

Leurs orbites sont très allongées; aussi, à l'aphélie, ces comètes sont-elles souvent très voisines de l'orbite de Jupiter. Ces comètes ont des orbites peu inclinées sur l'écliptique; elles ont donc plus de chances de s'approcher de Jupiter. On pense que ces comètes faisaient partie, à l'origine, des groupes précédents, et par hasard, elles sont passées si près de Jupiter que leur orbite a été déformée au point de leur donner leur forme actuelle. Ces comètes tournent de très nombreuses fois autour du Soleil et les matières volatiles qu'elles contiennent sont dispersées; lorsqu'elles s'approchent du Soleil, ces comètes perdent leurs queues. A la fin, on ne peut plus les distinguer de certaines petites planètes.

Celle qui a la plus courte période est la comète Encke, avec une période de 3,33 ans. Elle a été découverte, comme de nombreuses autres comètes, par Pons. La comète Encke a encore une chevelure bien développée et une petite queue, mais on assiste déjà à sa diminution et il est probable que, d'ici quelques siècles, nous ne pourrons plus la distinguer d'une petite planète.

Étude physique des comètes

Une belle comète comporte un noyau. Ce noyau est pratiquement stellaire et on n'a jamais pu en déterminer avec exactitude le diamètre. Ce noyau est certainement la partie la plus importante de la comète, et c'est la seule partie visible lorsque la comète est éloignée du Soleil. On pense aujourd'hui que ce noyau est un rocher ou un conglomérat de rochers probablement liés par de la glace. Ce noyau mesure probablement quelques dizaines de kilomètres de diamètre. Cette dimension peut paraître très grande, mais, à l'échelle du système solaire, il s'agit d'un corps céleste d'une extrême petitesse; ces noyaux sont si petits qu'il n'a pas été possible jusqu'à présent de déterminer leur masse.

Ce noyau réfléchit la lumière du Soleil, mais l'éclat dû à cette lumière réfléchie est très faible. Lorsque la distance au Soleil est grande, c'est la seule lumière émise par la comète, et celle-ci devient tout à fait invisible même avec de grands instruments. Ainsi, la comète de Halley, qui sera visible en 1986, ne pourra être photographiée avec le télescope du mont Palomar qu'à partir de 1983. Lorsque la comète se rapproche du Soleil, la quantité de lumière reçue devient plus importante, et la comète devient progressivement plus brillante. Ce n'est que lorsqu'elle s'approche à une distance de 2 à 3 unités astronomiques que l'on constate la naissance d'une chevelure autour du noyau. Ce phénomène s'explique par le mécanisme suivant : la lumière solaire absorbée réchauffe le magma de roches et de glace que constitue le noyau, des molécules s'évaporent et forment un halo autour de ce noyau. Cette émission de gaz est très visible lorsqu'on photographie une comète avec un grand instrument.

Lorsque la comète s'approche encore plus du Soleil, non seulement les molécules émises sont plus nombreuses mais des petites poussières sont arrachées du noyau et augmentent le halo. Les molécules sont en général décomposées : les molécules d'eau donnent de l'oxygène, des radicaux OH et de l'hydrogène; les molécules carbonées se décomposent en C_2, C_3, CN, etc. Ces molécules sont excitées par le rayonnement solaire et peuvent être mises en évidence par les magnifiques spectres d'émission.



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

▶ *Photographie de la* comète MRKOS 1957 d *prise avec le petit télescope de Schmidt de l'Observatoire de Haute-Provence, le 22 août 1957 à 21 h 30 mn. On remarquera la queue très tourmentée due aux ions repoussés par le Soleil et la queue diffuse due aux poussières. (La partie de la chevelure est surexposée.)*



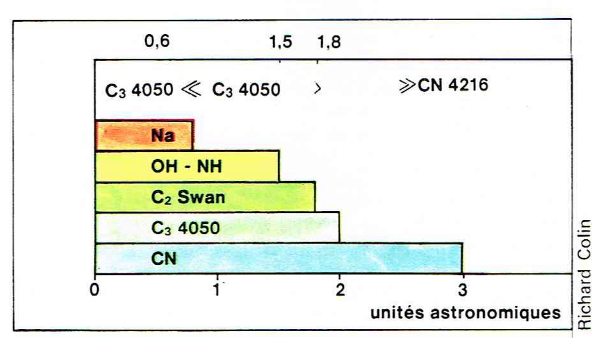
C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

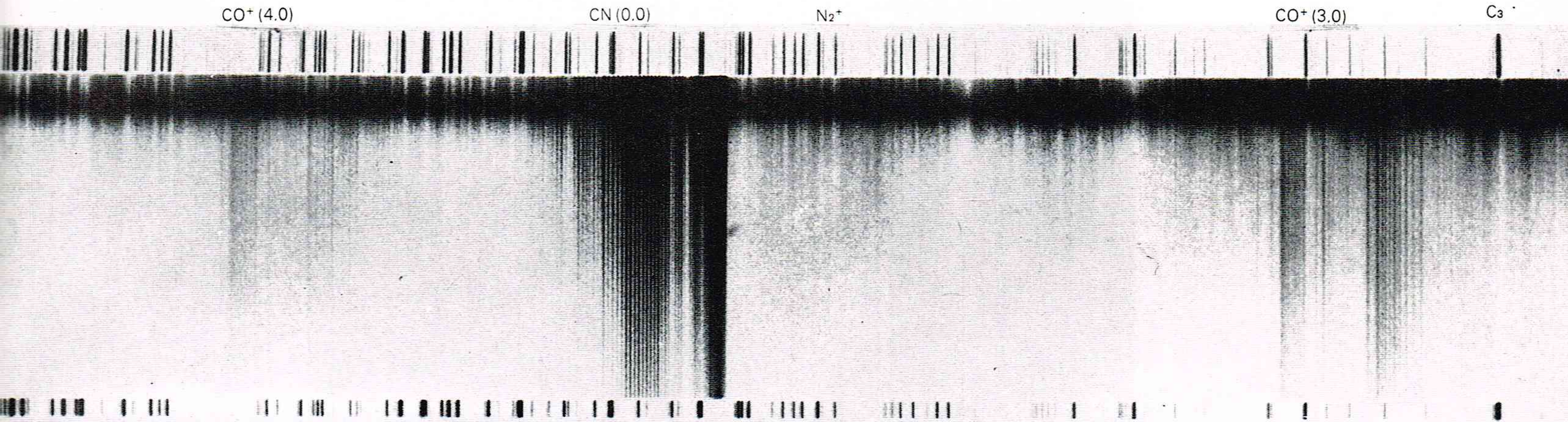
▶ *Photographie de la* comète Bennett 1969 i *prise le 1er avril 1970 au télescope de Schmidt de l'Observatoire de Haute-Provence.*

▼ *A gauche,* comète Kohoutek 1973 f ; *spectres obtenus au télescope de 120 cm. Dispersion originale 67 Å. mm⁻¹ : a, partie visible et rouge, le 19 janvier 1974 ; b, partie ultraviolette, le 17 janvier 1974. Ces spectres à petite dispersion montrent la plupart des molécules de comètes. A droite, distances auxquelles on observe les diverses molécules.*

C.N.R.S. -- Observatoire de Haute-Provence (Ch. Fehrenbach et Y. Andrillat)

L'interaction entre les poussières, les molécules et le rayonnement solaire est très compliquée et nous n'y voyons relativement clair que depuis peu de temps. La décomposition des molécules est faite à la fois par le rayonnement ultraviolet et par le vent solaire. Les molécules du halo sont décomposées par ce rayonnement matériel et subissent une *ionisation :* la comète s'entoure d'un grand halo d'hydrogène qui a été découvert, grâce aux satellites artificiels, pour les comètes Bennett et Encke. Les molécules, et particulièrement les molécules ionisées, sont repoussées par le vent solaire et forment alors une magnifique queue, sensiblement opposée à la direction du Soleil. C'est la partie la plus spectaculaire de la comète. Naturellement, l'ionisation et l'émission dépendent essentiellement de l'importance du vent solaire. Elles dépendent aussi de la quantité de gaz





C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence (Ch. Fehrenbach)

▲ **Comète Bennett :** ***un spectre de la région 3750-4050 Å, montre les bandes des molécules de la chevelure de CN, C_3 ainsi que les bandes de la queue CO^+ et N^{2+}. La partie du bas est le spectre de la lumière solaire réfléchie par le noyau.***

émise par la comète. Cette émission est discontinue et le vent solaire souffle par rafales ; la quantité d'atomes émis par le Soleil peut varier beaucoup avec son activité.

Ces deux effets expliquent la structure et l'évolution très rapide des queues de molécules. D'une comète à l'autre, l'aspect est très différent et, d'un jour à l'autre, une comète peut montrer un aspect très variable. Si l'on veut faire une étude dynamique des queues de comètes, il est essentiel de les photographier de façon continue, ce qui n'est réalisable que si l'on observe de tous les observatoires possibles. Il faut ensuite comparer les clichés. C'est ainsi qu'on a pu mesurer la vitesse de propagation des ions dans les queues et qu'on a pu expliquer avec beaucoup de détails ces mécanismes complexes.

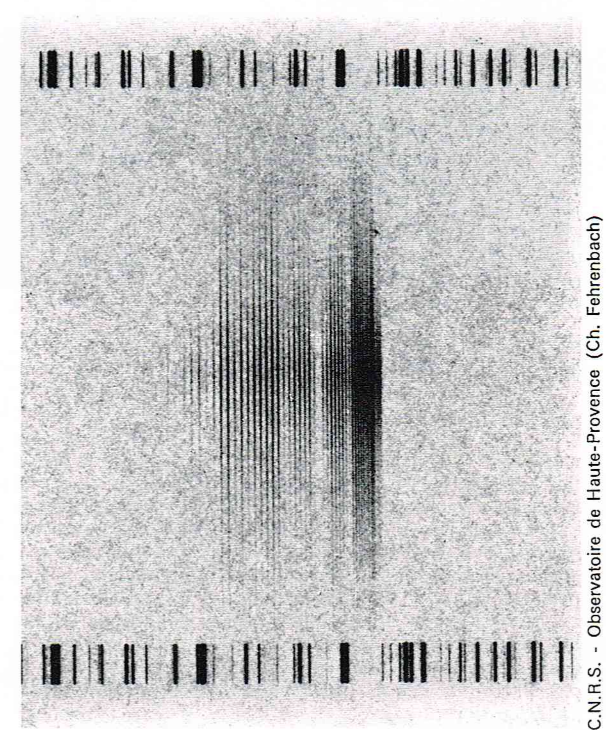
L'examen des photographies de comètes montre que certaines d'entre elles comportent en plus de cette queue tourmentée une queue plus diffuse et souvent courbe. On sait maintenant que cette partie de la queue est formée de poussières qui diffusent la lumière solaire. Cette queue est courbe et déplacée par rapport à la queue de gaz, dans le sens du mouvement ; son aspect, en général, s'explique bien si l'on admet que les poussières sont éjectées du noyau avec une petite vitesse et seulement soumises à la gravitation et à la pression de radiation. Ces causes varient peu et la queue de poussières est stable.

Les queues de comètes peuvent être immenses. Les plus grandes comètes, comme celles de 1843 et de 1910 ou la comète de Halley, ont eu des queues mesurant 300 millions de kilomètres, soit le diamètre de l'orbite terrestre. Le halo d'hydrogène est encore plus grand.

Ces queues peuvent parfois être assez intenses pour être visibles en plein jour. Néanmoins, la quantité de matière répandue dans ces queues est extrêmement petite. Aussi la densité est-elle si faible que le passage de la Terre à travers la queue d'une comète passe complètement inaperçu aux habitants de la Terre. En 1910, la Terre est ainsi passée dans la queue de la comète de Halley ; le phénomène avait été prévu et on n'a rien observé, même pas une nuit un peu plus claire. Les craintes exprimées par certaines prédictions se sont révélées non fondées ; en effet, le cyanogène C_2N_2 est toxique mais la comète contient non pas cette molécule mais le radical libre CN qui n'a donc pas empoisonné la Terre. D'ailleurs, la masse totale de gaz de la queue est négligeable vis-à-vis de l'atmosphère terrestre.

Par contre, si le noyau de la comète lui-même rencontrait la Terre, nous assisterions à un phénomène grandiose qui pourrait être cataclysmique pour une grande région. On pense que la météorite de Toungouska qui est tombée en 1908 en Sibérie et dont on n'a pas trouvé de traces était une tête de comète qui a rencontré par hasard la Terre. Le lieu de rencontre était une région inhabitée de la Sibérie. La forêt sibérienne a été abattue sur une surface correspondant à deux départements français. Ce phénomène s'est manifesté aussi sur toute la Terre par l'apparition d'une grande lueur nocturne qui dura plusieurs nuits. Localement, le phénomène a été cataclysmique mais, à l'échelle de la Terre, le phénomène n'était pas important.

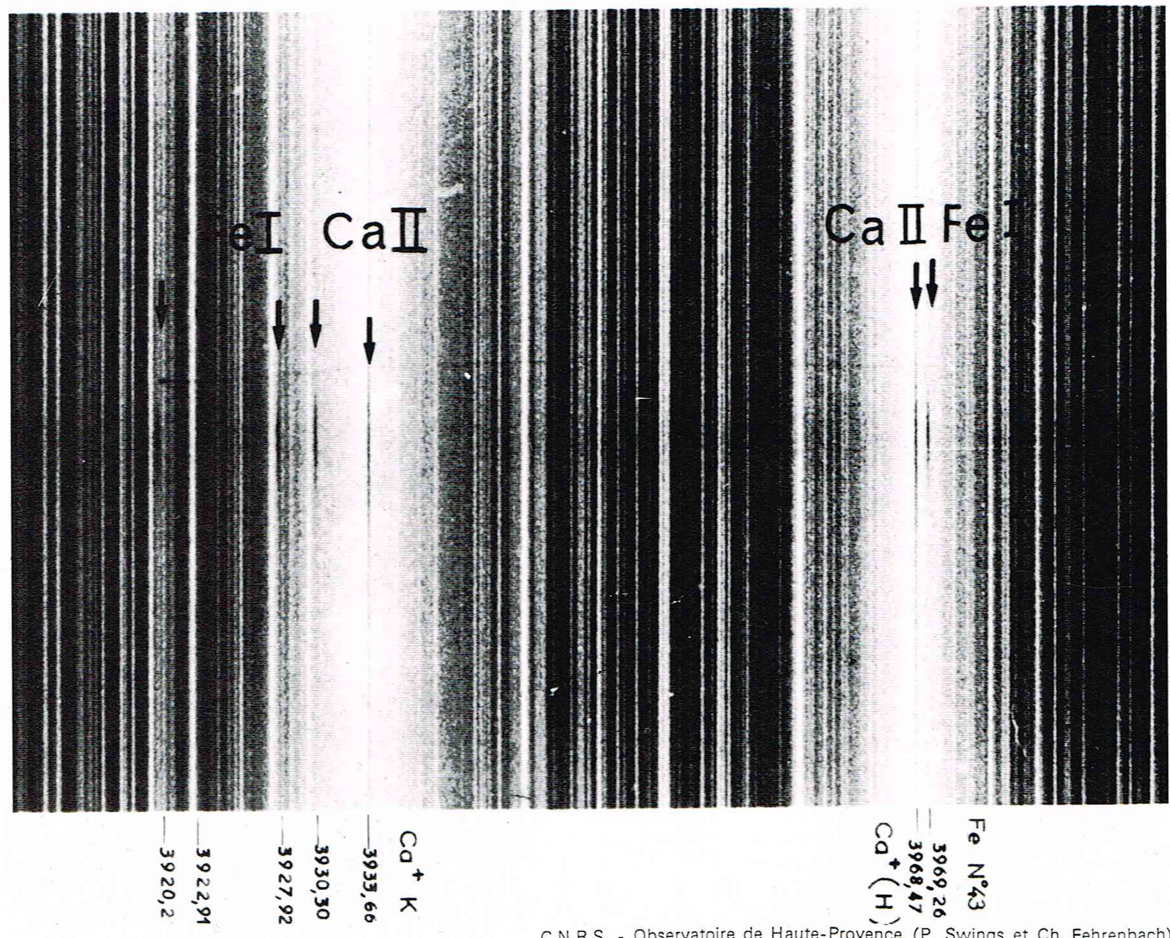
Disons encore quelques mots sur la chimie des comètes. Les molécules qu'on trouve près du noyau sont essentiellement des molécules contenant les quatre atomes :


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence (Ch. Fehrenbach)

◀ **Comète Kohoutek :** ***la bande violette (O, O) de CN vers 3 883 Å sur un cliché à moyenne dispersion (7 Å.mm⁻¹). On remarquera que la bande est résolue en nombreuses raies qui correspondent toutes à des états de rotation de la molécule CN.***

carbone, oxygène, azote, hydrogène ; les plus importantes sont les molécules C_2, C_3, CN, CH, OH, NH et NH_2. Il est possible de mettre en évidence ces molécules avec beaucoup de précision grâce à la spectroscopie. Alors que les atomes émettent des raies isolées, les molécules émettent des systèmes de bandes. Avec les anciens spectrographes, ces bandes avaient des aspects diffus mais caractéristiques des molécules. En fait, ces bandes sont formées de milliers de raies qu'on ne peut séparer en raies individuelles que depuis quelques années grâce à des spectrographes puissants. Les astronomes ont pu expliquer en grand détail la structure de ces bandes, et ils peuvent en déduire les conditions d'excitation, la nature des chocs et la pression dans les queues de comètes. Ces calculs sont aujourd'hui possibles grâce à des ordinateurs puissants. Les queues de comètes contiennent, en plus des molécules précédentes, des molécules ionisées comme CO^+, CO_2^+, N_2^+ et OH_2^+.

Lorsque la comète est proche du Soleil, des émissions atomiques ont aussi lieu. Les plus intéressantes sont celles dues à l'oxygène, visibles dans le rouge. Ces raies de l'oxygène ne peuvent être émises que dans des conditions de vide très poussé, et on les observe dans la luminescence du ciel nocturne ; elles augmentent fortement en intensité pendant les aurores polaires. Ces raies sont aussi émises par les comètes. Il est évidemment difficile, *a priori*, de distinguer ces raies des raies émises par la haute atmosphère terrestre. Cette séparation peut être faite aujourd'hui, car les raies sont légèrement déplacées par l'effet Doppler-Fizeau dû au mouvement relatif de la comète par rapport à la Terre.



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence (P. Swings et Ch. Fehrenbach)

▲ **Comète Ikeya Seki 1965 f.** *Partie d'un cliché pris le 21 octobre 1965 en 5s de pose à 15 h 30 mn T.U. avec le spectrographe coudé du télescope de 193 cm de l'Observatoire de Haute-Provence; dispersion originale : 4 Å. mm⁻¹. Ce cliché a été pris en plein jour. Les émissions en noir sur le cliché et indiquées par des flèches sont dues à la comète; elles se superposent à la lumière solaire diffusée par l'atmosphère terrestre. Les raies en absorption intense sont les raies K et H du spectre solaire.*

Lorsque la comète s'approche du Soleil, les atomes isolés qui sont arrachés des poussières émettent à leur tour des raies. Ces observations ont été faites au début du siècle visuellement mais elles étaient contestées. Elles ont été confirmées par les belles comètes de ces dernières années. Les raies de sodium peuvent être très intenses. si la comète s'approche encore plus du Soleil, les raies du calcium, du fer et du magnésium sont émises à leur tour. La comète Ikeya Seki de 1965 s'est approchée à près de 1 million de kilomètres du Soleil. On peut dire qu'elle est presque entrée dans l'atmosphère solaire. Malgré cela, on a pu la suivre, grâce aux spectro-héliographes, jusqu'au bord du Soleil, et on a aussi montré l'existence des raies d'émission.

Lors de ses passages près du Soleil, la comète est plus ou moins débarrassée d'une grande quantité de gaz et elle doit avoir une brillance plus faible après le passage. Pour une comète périodique, ce dégazage doit affaiblir petit à petit la comète dont la queue et la coma diminuent jusqu'à disparaître. Les comètes sont donc des astres passagers. Celle de Halley est observée depuis plus de 2 000 ans sans qu'on ait signalé une variation importante de sa brillance, mais cette comète ne s'approche pas beaucoup du Soleil, et 2 000 ans sont une courte période dans l'échelle astronomique.

Beaucoup de comètes ont diminué d'éclat; certaines disparaissent. C'est le cas de la comète de Biela qui a montré d'abord une forte activité, puis le noyau s'est divisé en deux. Il est probable qu'elle s'est ensuite décomposée de plus en plus en poussières gravitant sur l'orbite de la comète primitive. Il se trouve que la Terre passe au mois de novembre tout près de son orbite, et on constate alors que le ciel est parcouru de très nombreuses étoiles filantes dont la relation avec la comète est certaine. Le mouvement de ces météores le prouve. Si la Terre passe près du maximum de densité de ces particules, ce qui est le cas tous les 33 ans, les météores deviennent si nombreux qu'on peut parler de pluie d'étoiles filantes. De nombreux essaims de météorites ont ainsi pu être mis en relation avec des comètes connues.

L'origine des comètes

Nous avons parlé de la désintégration, c'est-à-dire de la mort des comètes; on peut se demander quelle est leur *origine*.

Rappelons les résultats essentiels : en grande majorité, les comètes ont des orbites pratiquement paraboliques; ces comètes sont donc très éloignées du Soleil lorsqu'elles sont à leur maximum de distance mais elles ne viennent pas des autres systèmes stellaires.

On a pu montrer que de nombreuses comètes paraboliques avaient, avant de s'approcher de Jupiter, des périodes de l'ordre de quelques millions d'années. Ceci a permis à Oort d'admettre que le réservoir de comètes était situé entre 25 000 et 200 000 unités astronomiques, distance considérable et d'un ordre de grandeur voisin de la distance de l'étoile la plus proche, située à 250 000 unités astronomiques.

Les futures comètes seraient de plus ou moins gros blocs de rochers, mélangés de glace et de gaz absorbés. A la distance considérée, aucune évaporation n'a lieu car le Soleil n'a l'apparence que d'une étoile comme Arcturus, et ces blocs doivent subsister des milliards d'années. Par suite de l'attraction des étoiles, les orbites de ces petits astres sont perturbées et, de temps en temps, suffisamment pour que le bloc pénètre vers le centre du système solaire et devienne une belle comète. D'autres blocs s'éloignent définitivement de notre système.

Pour expliquer le nombre des comètes observées, il faut que le réservoir soit bien rempli : de l'ordre de 100 milliards de blocs. C'est un grand nombre, mais la masse totale de ce système ne représente que 3/100 de la masse terrestre si ces blocs mesurent 500 m de diamètre. Les comètes elliptiques, apparentées à Jupiter, résultent de la capture de certaines comètes par Jupiter. On peut ainsi expliquer la nature un peu spéciale de leurs orbites.

Mais comment ce réservoir de planètes s'est-il formé? Oort montre que ces blocs ne peuvent pas résulter de l'accrétion de matière interstellaire, et il suggère un mécanisme : les petites planètes qui circulent entre Mars et Jupiter proviendraient de la rupture d'une grosse planète. Oort imagine l'explosion de la façon suivante : la plus grande partie, environ 97 % de la masse, a été expulsée définitivement du système solaire, et 3 % ont alimenté le réservoir de comètes dont viennent de temps en temps les grandes et les petites comètes, et aussi les météores. Naturellement, la théorie d'Ort n'est qu'une hypothèse, mais elle permet d'établir des relations intéressantes entre divers corps du système solaire et elle explique beaucoup d'effets.

Yerkes Observatory



▲ *Trace d'une météorite devant un nuage stellaire de la constellation du Bouclier (Scutum).*

Les météores, les météorites

Les étoiles filantes sont ces traînées lumineuses qui traversent le ciel en quelques secondes comme si tout à coup une étoile s'était mise en mouvement rapide. Il ne faut pas confondre ces astres avec les satellites artificiels, mais la distinction est facile car la durée du phénomène est en général beaucoup plus courte pour une étoile filante. Il peut d'ailleurs arriver qu'un satellite termine sa carrière comme une lente météorite, lorsque, après de nombreuses révolutions, il pénètre dans l'atmosphère. Nous utiliserons le mot de *météore* pour le phénomène lumineux, quel qu'en soit l'éclat, et le nom de *météorite* pour la particule qui pénètre dans l'atmosphère.

Indiquons que le nombre de météores est plus grand dans la seconde partie de la nuit. Cet effet s'explique par le fait que la Terre tourne autour du Soleil et balaie en quelque sorte l'espace, ce qui produit la fréquence privilégiée indiquée. Ce nombre est aussi plus grand en automne qu'au printemps.

Nous savons aujourd'hui que les météores sont dus à des particules plus ou moins grandes qui pénètrent dans l'atmosphère terrestre en venant de l'espace extraterrestre. Le nombre des traînées observables varie : il est de l'ordre de 5 à 10 par heure en temps normal mais il peut être quelquefois plus grand, et on peut même assister à une vraie pluie.

Une observation précise des météores montre qu'on peut les classer en deux groupes : les *météores sporadiques* et les *radiants de météores*. Dans le second cas, on observe de nombreux météores qui paraissent provenir du même point du ciel. Le nombre d'étoiles filantes peut être si considérable qu'on peut parler de pluie d'étoiles filantes. Le 12 novembre 1833, on observa en Amérique du Nord des milliers de météorites provenant d'un point de la constellation du Lion. On les nomma les Léonides, et on estima le nombre de météorites visibles d'un seul point à plus de 100 000 pour cette seule nuit. Certaines laissaient des traînées.

Les étoiles filantes sont nommées sporadiques lorsqu'on ne peut les ramener à un radiant connu. Elles apparaissent au hasard. L'existence d'un radiant s'explique si l'on admet que toutes les trajectoires correspondent à des météorites animées de mouvements parallèles. Le radiant indique la direction d'où proviennent les météorites; c'est un effet de perspective qui semble les faire partir de ce point, nommé, en perspective, *point de fuite*. Dans le cas des Léonides de 1833, il a été possible de montrer que ces météorites se déplaçaient exactement sur la trajectoire de la comète de Tempel (1866 I). Nous pouvons donc admettre que les particules qui forment cet essaim circulent sur l'orbite de cette comète, dont elles se sont probablement détachées. La Terre passe tous les ans, le 16 novembre, au point d'intersection de l'orbite terrestre avec l'orbite de la comète. C'est à ce moment qu'on observe les Léonides; les années normales, le nombre des météorites visibles à l'œil nu n'est que d'une quinzaine par heure.

Le nombre de particules est très variable sur la trajectoire : en 1833, on est passé en un point de forte concentration; comme la comète de Tempel a une période de 33 ans, la pluie de 1866 a été aussi abondante, mais celles de 1899 et de 1932 ont été peu nettes.

On connaît plus d'une dizaine de radiants; un des plus connus est celui des Perséides qui est visible en août pendant quatre à cinq jours avec un maximum le 11 août où l'on observe une cinquantaine d'étoiles filantes à l'heure. La vitesse de ces météorites est assez grande : près de 60 km/s. Elles sont liées à la comète 1862 III (Swift-Tuttle). On n'a pas pu trouver pour tous les radiants de relations entre les essaims et des comètes. Il est probable que de nombreuses étoiles filantes sporadiques correspondent à des radiants peu fournis.

La détermination des trajectoires des météorites et notamment de leur vitesse est très importante. L'estimation directe à l'œil de cette vitesse s'est révélée très difficile et a mené à un certain nombre de conclusions qui se sont révélées fausses, lorsque des mesures valables furent faites, soit par photographie, soit par radar. La mise en service de télescopes de Schmidt, très ouverts, spécialement destinés à l'observation de météorites (Baker-Super-Schmidt), a permis de détecter de nombreux météores beaucoup plus faibles que ceux qui sont observables à l'œil nu. Ces instruments permettent aussi de mesurer les vitesses; pour cela, on dispose devant l'objectif des obturateurs qui transforment la trajectoire en pointillé. L'installation simultanée de deux chambres de Schmidt à 50 ou 100 km de distance permet d'obtenir une trajectoire réelle dans l'espace avec

Essaims météoriques associés à des comètes

Essaim	Date max.	Radiant α (°)	Radiant δ (°)	V_1 km.s^{-1}	Comète associée	Nombre à l'heure	Durée en jours
Lyrides	21 IV	274	+ 34	48	1861 I.	12	2,3
η Aquarides ..	4 V	336	0	64	P/Halley ?	20	18
β Taurides	28 VI	87	+ 23	31	P/Encke.	30	14
Draconides ...	28 VI	215	+ 55		P/Pons-Winnecke.	50 (1916)	
Perséides	11 VIII	46	+ 58	60	P/Swift-Tuttle.	50	5
Draconides (Giacobinides).	9 X	262	+ 54	23	P/Giacobini-Zinner.	20 000 (1933)	
Orionides	20 X	95	+ 15	66	P/Halley.	25	8
S Taurides ...	5 XI	53	+ 14	28	P/Encke.	15	(30)
Andromédides (Bielides)	14 XI	24	+ 44	16	P/Biela.	5 000 10 000 (1872-1885)	0,2
Léonides	16 XI	152	+ 22	72	P/Tempel-Tuttle.	10 000 (1833)	4
Ursides	22 XII	217	+ 76	34	Tuttle, 1939 X	15	2,2

Richard Colin

▲ *Tableau des essaims météoriques associés à des comètes.*

des vitesses précises. La trajectoire que parcourt la météorite reste visible pendant un certain temps comme un petit tube d'air ionisé qui réfléchit aussi les impulsions des radars. Il a été possible d'observer ainsi les météorites, non seulement la nuit, mais aussi en plein jour, et on a considérablement augmenté le nombre des radiants connus. Certains de ces radiants diurnes correspondent à la seconde intersection de l'orbite d'une comète, la première intersection correspondant à un radiant nocturne.

Il est aussi possible de mesurer par radio la vitesse du météore, avec une grande précision. Si l'on établit un faisceau radioélectrique contenu dans un plan vertical, on n'observera le faisceau de retour que si une météorite le traverse perpendiculairement, mais on constate alors que l'intensité du retour est oscillante. Ce phénomène est analogue à la diffraction des ondes par une arête (Fresnel) ; la fréquence des oscillations permet une mesure précise de la vitesse.

La vitesse d'une météorite est la résultante de la composition de la vitesse de la Terre sur son orbite (qui est de 30 km/s) et de la vitesse propre de la météorite sur son orbite. A cette vitesse, il faut ajouter l'augmentation de vitesse due à l'attraction terrestre. Si la météorite venait de l'espace sidéral, la vitesse serait supérieure à 42 km/s, qui est la vitesse parabolique à l'endroit du système solaire où se trouve la Terre. Un calcul montre que, par suite des combinaisons de vitesses, la vitesse d'une météorite, qui a toujours fait partie du système solaire, est comprise entre 11 et 72 km/s. Naturellement, le calcul permet, si l'on connaît la valeur de la vitesse et son orientation, de connaître la vitesse propre de la météorite et de déterminer sa trajectoire. On a constaté que toutes les météorites, pour lesquelles on dispose de mesures, ont toujours appartenu au système solaire. Le nombre d'observations est déjà relativement grand, et les météorites d'origine sidérale sont donc inexistantes ou très rares.

La luminescence des météorites s'explique par deux phénomènes. L'énergie vive de la particule animée d'une vitesse comprise entre 11 et 72 km/s est considérable ; la vitesse est très largement supersonique ; une onde de choc se forme devant la météorite, et on assiste à une forte ionisation de l'air à très basse pression de la haute atmosphère. Le nombre d'ions formés est de l'ordre de 10 000 milliards pour une météorite visible à l'œil nu. Il y a transfert de chaleur à la météorite qui s'échauffe et rayonne. Nous observons donc simultanément le spectre continu du corps échauffé et le spectre de raies des gaz de l'atmosphère terrestre et des atomes émis par la météorite.

On peut montrer par le calcul qu'il suffit qu'une météorite ait un diamètre de 1/10 de millimètre pour qu'elle devienne visible à l'œil nu ; une météorite de 1 cm de diamètre sera aussi brillante que Vénus, et une de 20 cm de diamètre aura l'éclat de la pleine Lune. Pour une si grande météorite, on assiste à de nombreux phénomènes accessoires : le bruit dû à l'onde de choc, une forte traînée persistante qui peut subsister pendant plusieurs minutes et qui se déforme à cause des vents de très haute altitude, et quelquefois l'explosion dans la basse atmosphère. En général, les météorites apparaissent à des altitudes supérieures à 200 km et atteignent leur maximum d'éclat vers 80 ou 100 km suivant la masse et la vitesse de la météorite. Les plus grosses atteignent les basses couches de l'atmosphère, et les très grosses peuvent arriver jusqu'au sol, produisant alors des cratères plus ou moins considérables. On peut alors ramasser des morceaux et les étudier.

Le nombre de météorites visibles en un point de la Terre n'est pas très considérable, mais un observateur ne peut voir qu'une petite partie de l'atmosphère terrestre, et il faut tenir compte de ce fait pour faire l'estimation totale des météorites qui atteignent la Terre. Le nombre de météorites brillantes est assez petit. On pense qu'une météorite de l'éclat de la pleine Lune est observée tous les trois ou quatre jours sur la Terre entière. Lorsqu'on passe aux météorites plus faibles, le nombre augmente rapidement ; il croît à peu près d'un facteur 3 par magnitude, et l'on estime qu'un million de météores aussi brillants que Sirius sont observés toutes les vingt-quatre heures.

On estime que la masse des météorites donnant des phénomènes visibles à l'œil nu et atteignant la Terre est de 10 t par jour. On estime la masse totale, poussière comprise, à 1 000 t par jour, masse considérable, mais négligeable vis-à-vis de la masse de la Terre. En 1 milliard d'années, la Terre ne reçoit au taux actuel que un vingt-millionième de sa masse.

Chute de grosses météorites

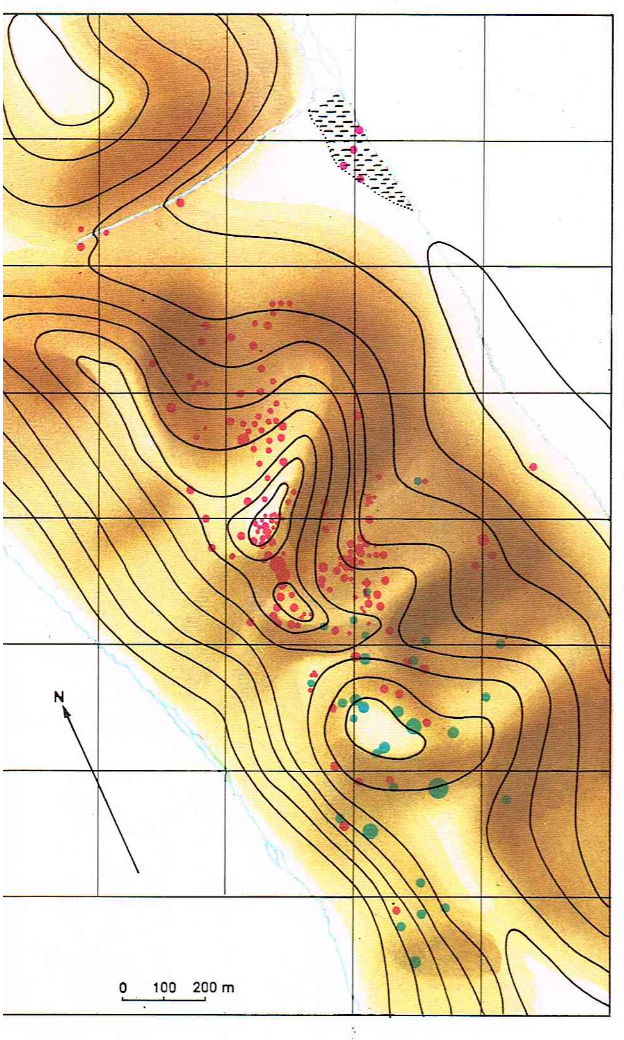
La chute d'une météorite est un phénomène grandiose : la trajectoire lumineuse, le son, souvent l'explosion, les particules qui s'échappent de la météorite, la traînée persistante sont très impressionnants. De nombreuses chutes ont été signalées dans les chroniques anciennes. Il n'est pas rare que deux ou trois météores brillants apparaissent simultanément.

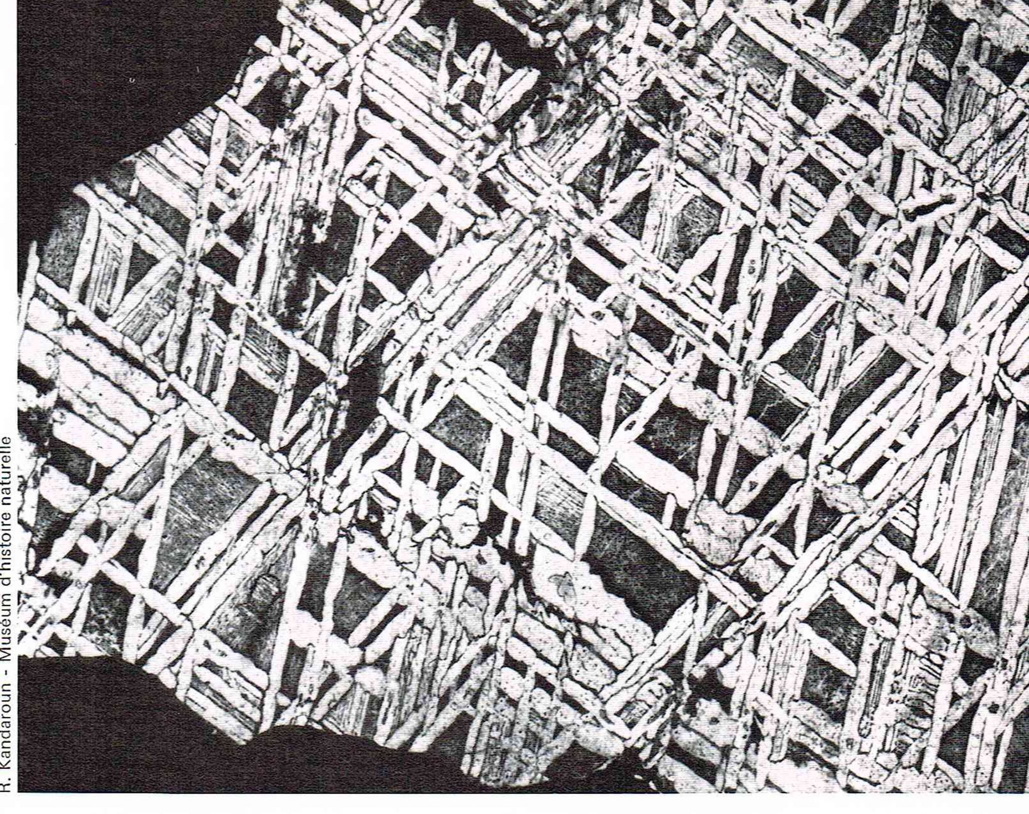
Dans un certain nombre de cas, on a recherché et retrouvé les débris provenant d'une chute. La chute de L'Aigle, dans le département de l'Orne, en 1803, est célèbre car elle a permis de confirmer définitivement l'origine extra-terrestre des météorites.

Les météorites moyennes sont freinées par l'atmosphère terrestre et atteignent souvent le sol avec une vitesse relativement petite. On peut les ramasser ; elles sont souvent encore chaudes, mais il peut arriver qu'elles se couvrent de glace lorsque la chaleur superficielle s'est dégagée, car l'intérieur est très froid. Ces météorites, suivant leur nature, sont de forme irrégulière, mais l'aspect conique prédomine. Elles sont couvertes d'une couche foncée fondue, montrant nettement des formes aérodynamiques.

Les très grosses météorites ont une énergie vive si considérable que leur freinage par l'atmosphère est négligeable, et elles provoquent de vraies explosions au moment de la chute, créant des cratères profonds et démolissant tout à l'entour. La grosse météorite de Toungouska du 30 juin 1908 a ainsi abattu des arbres sur une région de Sibérie correspondant à la superficie de deux départements français. La chute fut enregistrée par de nombreuses stations sur toute la Terre, et une nuit claire suivit la chute. Une expédition scientifique soviétique a exploré cette région mais n'a pas trouvé de météorite. On pense qu'elle était pierreuse.

Une seconde chute eut lieu en Sibérie le 12 février 1947 à Sikhote-Aline dans la province maritime de l'U. R. S. S. près de la mer du Japon. De nombreuses études de cette chute ont été faites par les savants soviétiques. La très grosse météorite a explosé dans l'atmosphère terrestre et a produit plusieurs centaines de cratères sur une surface de 2 km². Le plus grand cratère mesurait 26 m de diamètre. Les plus gros débris avaient une masse de plusieurs tonnes, et on récupéra 23 t de météorites. La masse totale fut estimée à 70 t, et la trajectoire était très elliptique : à son aphélie, la météorite était dans l'anneau des petites planètes, correspondant à une orbite typique d'astéroïde. La météorite était du type fer-nickel, ce qui facilita la récupération des éclats par des méthodes magnétiques.





R. Kandaroun - Muséum d'histoire naturelle

Le fameux Meteor Crater en Arizona (États-Unis) mesure 1 200 m de diamètre, et le fond est situé à 60 m au-dessous de la plaine environnante. Les parois du cratère circulaire s'élèvent à 200 m au-dessus du fond. De nombreux fragments de météorites, dont le plus lourd a une masse de 650 kg, ont été trouvés et la masse récupérée dépasse 30 t. On estime à 1 000 t la masse de la météorite dont la plus grande partie a été dispersée ; il ne semble pas que de gros fragments soient enterrés dans le cratère même. La chute a dû se passer il y a 50 000 ans. On connaît un certain nombre d'autres cratères d'origine météorique. On a retrouvé sur toute la Terre environ 1 400 météorites, dont certaines sont très grosses et pèsent des centaines de kilogrammes. Le record revient à une météorite de 35 t ; elle a été trouvée au Groenland et se trouve maintenant au musée à New York. Une autre, dont la masse est estimée à 100 t, existe à Hobe, dans le Sud-Ouest africain.

◀▲ *A gauche, plan du lieu de chute d'une pluie de météorites en Sibérie orientale (Sikhote-Aline). En rouge, les différents fragments ; en vert, les cratères météoriques ; on observe la forme elliptique de la surface de chute (d'après Krinov). Ci-dessus, structure lamellaire (grandeur nature) dite de Widmanstätten dans le fer (alliage de fer et de nickel) de Tamentit (attaque à l'acide picrique). Collection du Muséum national d'histoire naturelle.*

Nature des météorites

Les **météorites** sont de trois types : les météorites ferreuses, les météorites pierreuses et les météorites mixtes.

— Les *météorites ferreuses,* constituées de fer et de nickel à l'état métallique, sont de vrais échantillons d'acier inoxydable, et certaines, comme celles qu'on a retrouvées au Groenland, ont servi à la fabrication d'ustensiles et d'armes. Ces alliages contiennent environ 90 % de fer, 9 % de nickel et 0,5 % de cobalt. Le reste est formé d'éléments comme le phosphore, le chrome, etc. Lorsqu'on les scie et les polit, ces météorites montrent une structure curieuse étudiée par Widmanstätten et qui s'explique par une cristallisation pendant des durées très longues. On n'observe pas cette structure sur des aciers préparés au four. La reconnaissance des météorites métalliques est donc facile à cause de cette structure.



C. Bevilacqua

◀▼ *Ci-contre, une croûte de fusion noirâtre recouvre partiellement cet aérolithe tombé en 1883 à Alfianello près de Brescia (Italie). Ci-dessous, fossettes sur la croûte de la météorite Henbury (Londres, British Museum).*



▶ *Page ci-contre, en haut, région d'Orion montrant les 3 étoiles brillantes ζ, ε, δ (le Baudrier) et, en bas, la grande nébuleuse d'Orion. En bas, tableau de l'échelle des magnitudes.*

— Les *météorites pierreuses* — c'est le groupe le plus important — contiennent de nombreux nodules, essentiellement d'olivine et de pyroxène. On les nomme aérolithes ou encore chondrites (les chondres sont de petits globules). Elles contiennent 36 % d'oxygène, 25 % de fer, 18 % de silice et 14 % de magnésium. Ce sont des sortes de silicates. Ces météorites sont blanches à l'intérieur, mais elles sont entourées d'une croûte noire de 2 ou 3 mm d'épaisseur. Leur composition n'est pas très éloignée de celle de la couche supérieure de la Terre. Il est difficile de les retrouver quand elles sont anciennes.

— Enfin, on connaît des *météorites intermédiaires,* contenant du fer et des roches.

La chute de pierres provenant du ciel a été assez difficile à admettre, surtout après les progrès de l'astronomie au XVIIIe siècle. Cette origine céleste, défendue notamment par Gladny, fut démontrée sans aucun doute après la belle chute de 1803 de L'Aigle, étudiée par l'Académie des Sciences de Paris.

Signalons enfin la présence d'un type très spécial de sphérules rondes ou elliptiques dont l'origine extraterrestre paraît sûre : ce sont les **tectites** trouvées sur de grandes surfaces, notamment en Australie et en Tchécoslovaquie.

Deux météorites tombées récemment ont été étudiées avec beaucoup de soin, notamment par les équipes qui s'étaient préparées pour l'étude des roches lunaires.

Une météorite est tombée le 14 novembre 1968 à Alandroal au Portugal ; elle pesait 25,2 kg et était ferreuse ; elle ne présentait pas les figures de Widmanstätten, ce qui a fait un moment douter de sa nature météoritique, mais son origine a été ultérieurement confirmée, et on a obtenu un âge très court de 33 millions d'années par les dosages d'isotopes de l'argon. Tout se passe comme si cette météorite s'était détachée de l'intérieur d'une météorite plus grande il y a 33 millions d'années.

L'autre météorite est connue sous le nom de météorite Allende parce qu'elle est tombée le 8 février 1969 à Pueblito de Allende au Mexique. C'est une météorite chondritique d'un type très rare, formée de sphérules claires (des chondres) peu fusibles dans un magma noir de composés carbonés fusibles. Elle pesait 350 kg et a été étudiée avec grand soin, notamment au California Institute of Technology. Les inclusions claires sont riches en métaux réfractaires, calcium, aluminium, thorium, titane, uranium, et ressemblent beaucoup aux brèches lunaires. Il est certain que cette météorite a subi des transformations nombreuses.

Signalons enfin que les météorites de ce type, notamment celle de Murchison, tombée le 28 septembre 1969 en Australie, contiennent des combinaisons organiques comme des hydrocarbures et même des amino-acides. Ces acides ont été identifiés au nombre de 18, dont 6 sont des amino-acides qui existent dans les protéines terrestres, mais aucun n'est optiquement actif, c'est-à-dire qu'ils sont des mélanges d'acides dextrogyres et lévogyres, alors que tous les acides organiques d'origine biologique sont lévogyres. Les 12 autres acides n'existent pas dans les protéines. Les auteurs de cette excellente étude ont pu conclure que ces composés organiques ne sont pas d'origine biologique, et qu'ils ont été formés par synthèse directe comme celle qu'on peut réaliser au laboratoire par des procédés purement chimiques et physiques.

Origine des météorites

Rappelons la liaison certaine des radiants avec les comètes et le fait que les météorites ont sans doute toutes leur origine dans le système solaire. Leur composition est celle que nous devrions observer si une planète comme la Terre explosait. Ceci nous amène à penser que les météorites ont la même origine que les petites planètes circulant entre Mars et Jupiter ou encore que les comètes. La question de l'éclatement d'une planète entre Mars et Jupiter est très controversée, et on pense aujourd'hui que cette matière n'a pas pu se condenser à cause des effets de marée de Jupiter. L'étude des météorites a un grand intérêt pour notre connaissance du système solaire.

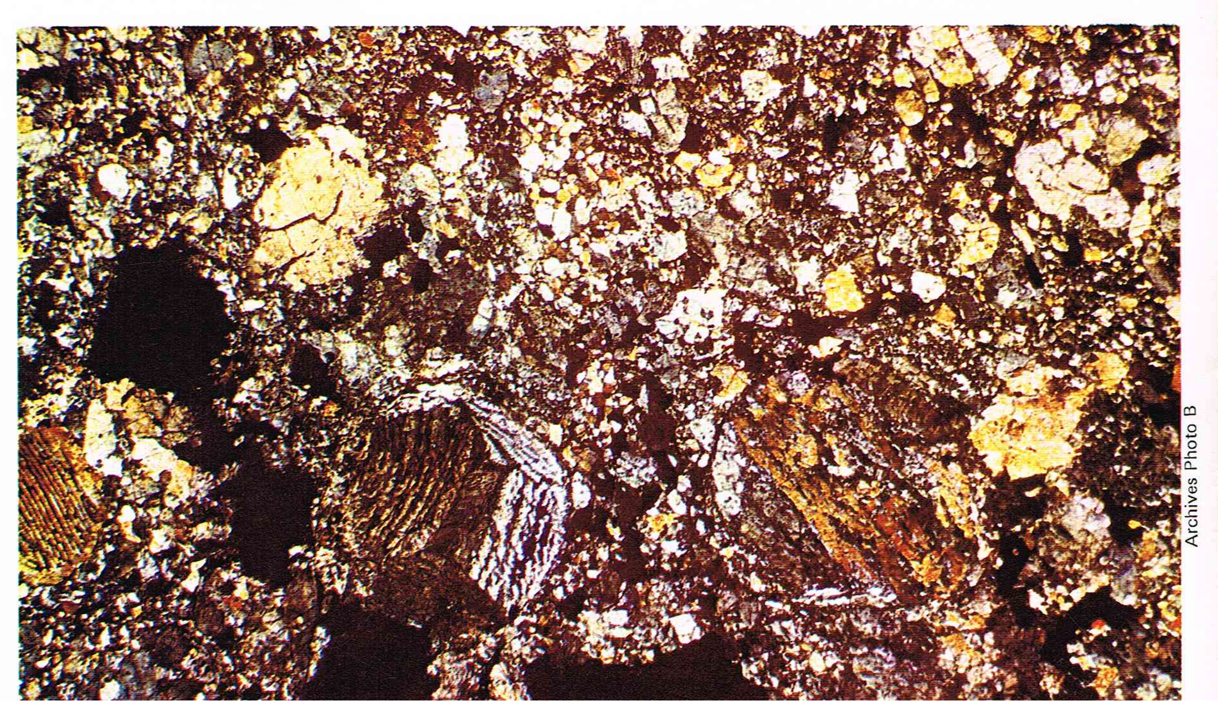
Une question connexe est celle de savoir si la fréquence des chutes a varié au cours des temps. Le nombre de météorites trouvées dans les glaces polaires et les sédiments semble indiquer que la fréquence actuelle est relativement grande. On n'a notamment pas retrouvé de grandes météorites dans les gisements de charbon, malgré la grosse quantité de charbon exploité.

De petites pierres à l'aspect vitreux, les *tectites,* qu'on trouve sur la Terre en diverses régions posent un problème non résolu. Les plus caractéristiques sont les *australites,* trouvées en grande quantité en Australie. Elles ont la forme de petits boutons de verre foncé de 10 à 20 mm de diamètre. On peut expliquer leur forme par l'échauffement d'une petite sphère de pierre pendant son passage dans l'atmosphère. On pense que les australites ont un âge de l'ordre de quelques milliers d'années. Elles sont réparties sur une surface elliptique de plusieurs centaines de kilomètres carrés.

On connaît d'autres tectites moins régulières comme celles de Bohême, nommées *moldavites,* d'autres au Texas, etc. Ces dernières ont un âge estimé à 50 millions d'années, et elles ont été érodées.

On connaît actuellement une dizaine de zones de chutes; les dates de ces chutes se répartissent en 4 époques assez nettement définies. Les plus âgées sont celles des États-Unis (Texas, Géorgie). Un fait surprenant est l'absence de tectites dans tous les terrains sédimentaires, et il ne semble pas y avoir eu de chute dans une longue période allant du début des âges géologiques, c'est-à-dire il y a 3,5 milliards d'années, aux chutes du Texas (50 millions d'années).

L'origine des tectites est très discutée : pluie de météorites pour les uns, objets éjectés par la Lune et tombés sur la Terre pour d'autres, enfin débris dus à l'abrasion par choc de matériel du noyau de comètes rasant l'atmosphère terrestre. D'autres chercheurs pensent que les tectites ont une origine terrestre : retombées sur la Terre de morceaux de lave éjectés à haute altitude par des éruptions volcaniques. Actuellement, les tectites posent un grand problème astronomique et géologique.



Archives Photo B

▶ *Aspect microscopique d'une* **chondrite** *(Ergheo) [lame mince entre nicols croisés].*



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

LES ÉTOILES

Nous avons déjà décrit le ciel constellé d'étoiles; nous allons maintenant examiner ces astres du point de vue de leur nature et de leur constitution physique. Le concept que notre Soleil est une étoile parmi celles qui parsèment la voûte céleste est assez récent, et il n'a pu être établi que par des mesures précises.

L'examen à l'œil nu nous montre que les étoiles diffèrent par leur éclat : la plus brillante est Sirius, d'autres sont à peine visibles. Depuis la plus haute antiquité, on les a classées par *grandeur :* les plus brillantes étant de première grandeur, et celles qui sont tout juste visibles à l'œil nu de sixième.

Avec la naissance de la science exacte, il a fallu remplacer cette notion subjective par des mesures physiques. Aujourd'hui, on nomme *éclat stellaire* l'éclairement donné par l'étoile sur une surface perpendiculaire aux rayons qu'elle nous envoie. Cet éclat pourrait être mesuré en lux dans l'échelle des physiciens. En fait, l'étoile la plus brillante, Sirius, donne un éclairement de 5 millionièmes de lux, et cette unité n'est pas pratique, d'autant plus qu'il serait très difficile de faire cette mesure directement dans cette unité.

On a introduit la notion de *magnitude* qui est définie dans le tableau ci-contre.

Échelle des Magnitudes

Magnitude	**– 25**		**– 20**	**– 15**	**– 10**	**– 5**
Éclat	**10 milliards**			**1 million**	**10 000**	**100**
	– 26,7 Soleil			**– 14,7 1 lux – 12,7 Lune**		**– 4,1 Vénus au maximum**

Magnitude	**0**	**5**	**10**	**15**	**20**	**25**
Éclat	**1**	**1/100**	**1/10 000**	**1 millionième**		**1 dix milliardième**
	– 1,5 Sirius	**6 œil nu**		**15 étoile vue au télescope de 2 m**		**23 limite actuelle de la photographie**

Lorsque l'éclat est divisé par 100 la magnitude augmente de 5

On constate que, lorsque l'éclat est divisé par 100, la magnitude augmente de 5. Cette échelle peut être prolongée des deux côtés. Du point de vue mathématique, l'échelle des magnitudes comparée à celle des éclats est une échelle logarithmique. Le point zéro de cette échelle est défini par l'adoption arbitraire de la magnitude d'une étoile ou mieux d'une série d'étoiles standard. Aujourd'hui, l'étoile fondamentale est une petite étoile bleue située près du pôle Nord et dont la magnitude est par définition 7,139. L'échelle de magnitude reste subjective car elle dépend de la courbe de sensibilité chromatique de l'œil; ces magnitudes sont dites visuelles.

On imagine facilement d'autres systèmes de magnitudes, par exemple, celui qu'on obtient en employant la plaque photographique. La définition de l'échelle reste la même, et par convention on a encore donné la même magnitude photographique $m_p = 7{,}139$ à l'étoile standard. On comprend que, en mesurant dans ces échelles la magnitude d'une étoile rouge, dont l'éclat rouge est plus grand que l'éclat bleu, la magnitude bleue sera plus grande.

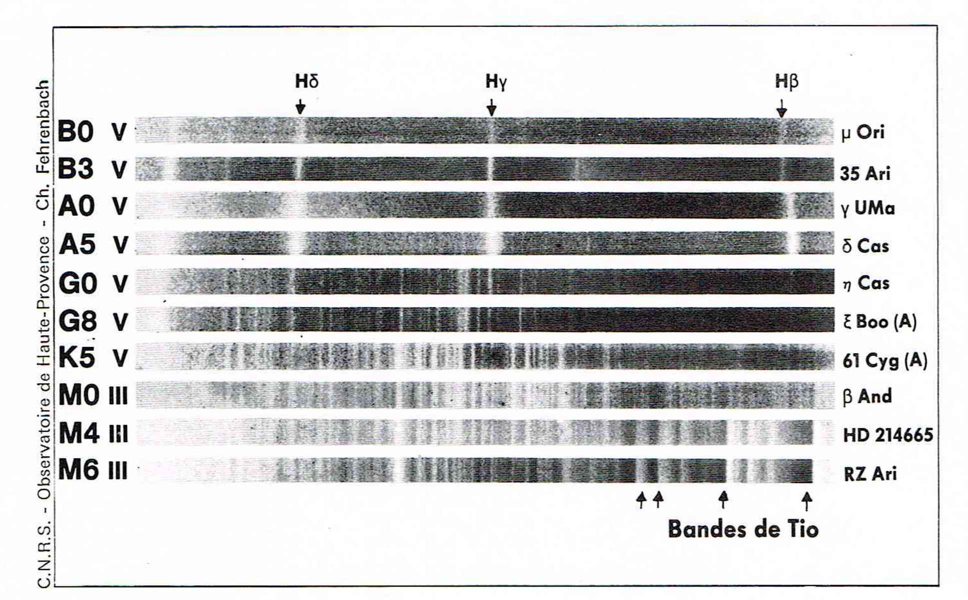
La différence entre la *magnitude photographique* et la *magnitude visuelle* est un indice de couleur. Même l'inspection à l'œil nu permet de réaliser que les étoiles ont des couleurs différentes. Ainsi β Ori (Rigel) est une étoile très bleue, dont l'indice de couleur est négatif (— 0,05), tandis que α Ori (Bételgeuse) est une étoile rouge (indice + 1,85). Nous avons déjà indiqué que ces mesures sont faites avec des photomètres et que l'on tient compte, dans la réduction des mesures, de l'absorption atmosphérique. Les astronomes utilisent actuellement au moins une dizaine d'échelles correspondant à des filtres différents.

On peut exprimer dans l'échelle des magnitudes l'éclat de n'importe quel astre. Ainsi le Soleil a un éclat apparent de — 26,7, la Lune de — 12,7; Vénus a son maximum d'éclat : — 4,1, Sirius — 1,47. L'étoile la plus faible visible à l'œil nu a la magnitude 6. On a pu photographier des étoiles jusqu'à la magnitude + 23.

Éclats et magnitudes absolues

L'éclat d'une étoile, c'est-à-dire l'éclairement que donne l'étoile, dépend de deux facteurs : de son éclat intrinsèque et de sa distance. Si l'on veut comparer vraiment deux étoiles, il faut s'affranchir de l'effet de distance. Pour cela, on calcule l'éclat ou la magnitude qu'aurait l'étoile si elle était située à une distance type. La distance type est celle de 10 parsecs; rappelons que le parsec vaut 30 860 milliards de kilomètres. L'éclat ou la magnitude qu'aurait l'étoile si elle était placée à 10 parsecs est calculé à l'aide de la loi de diminution de l'éclairement avec la distance (carré inverse de la distance). Indiquons les valeurs des différences entre la *magnitude apparente m* et *absolue* M, en fonction de la distance D; cette quantité (*m* — M) est le *module de distance*.

(D)	1	10	100	1 000	10 000
(*m* — M)	— 5	0	+ 5	+ 10	+ 15



▼ ***Classification spectrale : l'intensité des raies de l'hydrogène augmente du type spectral B à A où elle présente un maximum; elle décroît ensuite progressivement. A partir du type F, de nombreuses raies d'atomes neutres apparaissent. Pour les étoiles de type M, les plus froides, les bandes moléculaires de l'oxyde de titane sont bien développées.***

Dans cette échelle, le Soleil a une magnitude absolue + 4,7, valeur d'une étoile moyenne. L'étoile la plus brillante connue a une magnitude de — 9, et les plus faibles sont les naines blanches (M = 15).

En général, les étoiles ont des éclats constants, mais des mesures précises montrent que certaines sont variables, et nous examinerons les causes de ces variations.

Spectres stellaires

En étudiant le Soleil, nous avons décrit le spectre solaire qu'on obtient en analysant la lumière du Soleil à l'aide du spectrographe. 99,9 % des étoiles présentent des spectres analogues. Ils sont formés par un fond continu, comme celui que donne un corps incandescent, sillonné par une multitude de raies d'absorption plus ou moins fortes. Le millième d'étoiles qui reste présente, en plus, des raies d'émission plus ou moins nombreuses.

Depuis le début du XXe siècle, les astronomes se sont occupés de classifier ces spectres. Après une période de tâtonnements, une classification a été universellement adoptée : c'est celle qui résulte des travaux des astronomes de Harvard (États-Unis), qui ont classé près de 300 000 étoiles. Ils avaient d'abord introduit la série A, B ... S. Cette série a été ultérieurement bouleversée et simplifiée. La série définitive O, B, A, F, G, K, M, est une classification par température décroissante. Il s'agit sensiblement de la température de la chromosphère où les raies d'absorption sont produites. Il est possible d'identifier les éléments qui produisent les raies.

Indiquons que les étoiles de type O montrent les raies des atomes fortement ionisés, notamment l'hélium ionisé, le carbone, le silicium plusieurs fois ionisés. Ces étoiles ont des atmosphères très chaudes, dont les températures sont comprises entre 50 000 et 100 000 °K; à ces températures, les chocs entre les atomes sont très violents, de sorte que la majorité des atomes est ionisée.

Les étoiles B sont moins chaudes, et on voit apparaître les raies de l'hélium neutre et de l'hydrogène. Cet état de la matière correspond à des températures de 20 000 °K.

Les étoiles A, très nombreuses, présentent surtout les raies de l'hydrogène, mais les raies de métaux commencent à apparaître. Leur température est estimée à 10 000 °K.

Les types spectraux suivants : F, G, K, montrent de plus en plus de raies métalliques et les premières molécules stables apparaissent. Le Soleil, dont la température est de l'ordre de 6 000 °K, a un type spectral G.

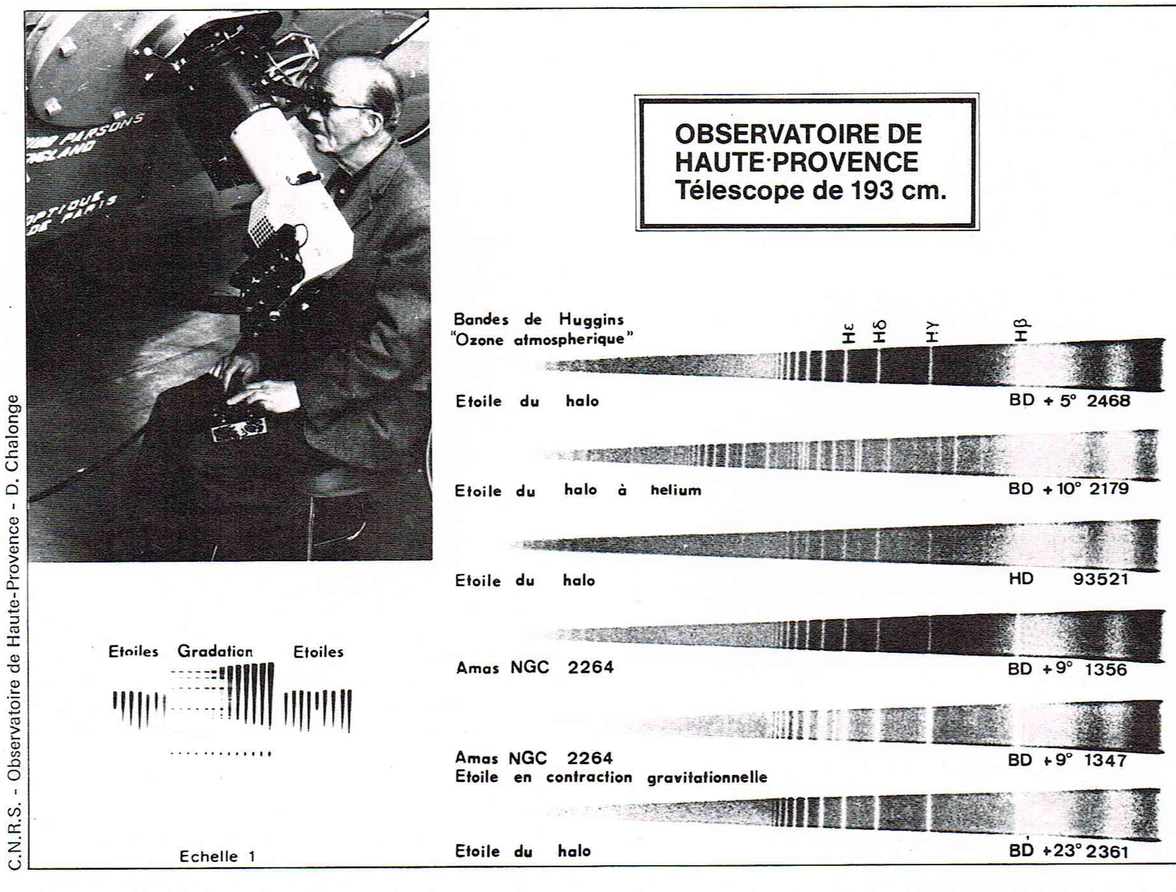
Les étoiles M sont froides et de nombreuses bandes des molécules d'oxyde de titane TiO y apparaissent.

Quelques étoiles à raies d'absorption n'entrent pas dans cette classification. Il s'agit d'étoiles froides : d'une part, les étoiles classées S, où l'oxyde de titane est remplacé par des oxydes de zirconium et de lanthane, et d'autre part les étoiles carbonées, classées R et N ou encore C, montrant les bandes de molécules carbonées CN et C_2.

Les astronomes ont raffiné cette première classification en subdivisant chaque classe en 10 sous-classes, de sorte qu'une étoile A0 suit une étoile B9. On s'est ensuite aperçu qu'il était possible de préciser la classification suivant la luminosité des étoiles. Nous en dirons quelques mots ultérieurement.

D'après la description très sommaire que nous avons donnée des spectres, on pourrait être amené à penser que les étoiles peuvent différer par leur composition : étoiles à hélium, à hydrogène et étoiles à métaux. En fait, l'étude de l'émission de la lumière dans les atmosphères stellaires montre que toutes les étoiles ont sensiblement la même composition : environ 80 % d'hydrogène, 19 % d'hélium et une petite partie, inférieure à 1 %, d'autres atomes; les différences d'apparences s'expliquent presque totalement par la différence de température des atmosphères. Seules les étoiles carbonées sont riches en C et les étoiles S sont moins riches en titane que les étoiles M. En fait, des analyses précises récentes montrent que certaines étoiles sont plus riches en baryum, d'autres en europium, etc., mais il s'agit de détails, et l'image simple proposée reste valable.

Nous avons indiqué que certaines étoiles présentaient aussi des raies d'émission : il s'agit d'étoiles entourées d'enveloppes, et leur étude est intéressante. Mais elles sont rares et nous en citerons quelques-unes quand nous parlerons des étoiles variables.



◀ *Spectrographe ultraviolet à petite dispersion installé au télescope de 193 cm de l'Observatoire de Haute-Provence et série de spectres obtenus avec cet instrument. Domaine spectral de 3 100 à 6 500 Å; dispersion originale de 220 Å · mm⁻¹.*

Les étoiles naines et les étoiles géantes

Nous avons indiqué comment on peut caractériser l'éclat intrinsèque d'une étoile par sa magnitude absolue. Un diagramme dû à Russell et Hertzsprung permet de résumer notre connaissance dans ce domaine. Ces deux astronomes ont eu l'idée, il y a un peu plus de cinquante ans, de tracer un diagramme où l'on porte le type spectral en abscisse et l'éclat ou la magnitude absolue en ordonnée. Sur un tel graphique, on constate que les étoiles ne se placent pas n'importe comment, mais qu'on peut distinguer plusieurs domaines. La diagonale où est placé notre Soleil correspond à des étoiles, anciennement nommées naines, maintenant étoiles de la série principale. Pour les étoiles de type avancé, G, K, M, on constate qu'il existe un autre groupe : les géantes. Il existe aussi des supergéantes. Elles sont nommées ainsi du fait que ces étoiles sont très volumineuses. Sur notre graphique, on devrait les nommer lumineuses et superlumineuses.

Les géantes de type G sont 100 fois plus lumineuses que notre Soleil qui est aussi de type G. Les supergéantes de ce type sont 500 000 fois plus lumineuses que le Soleil.

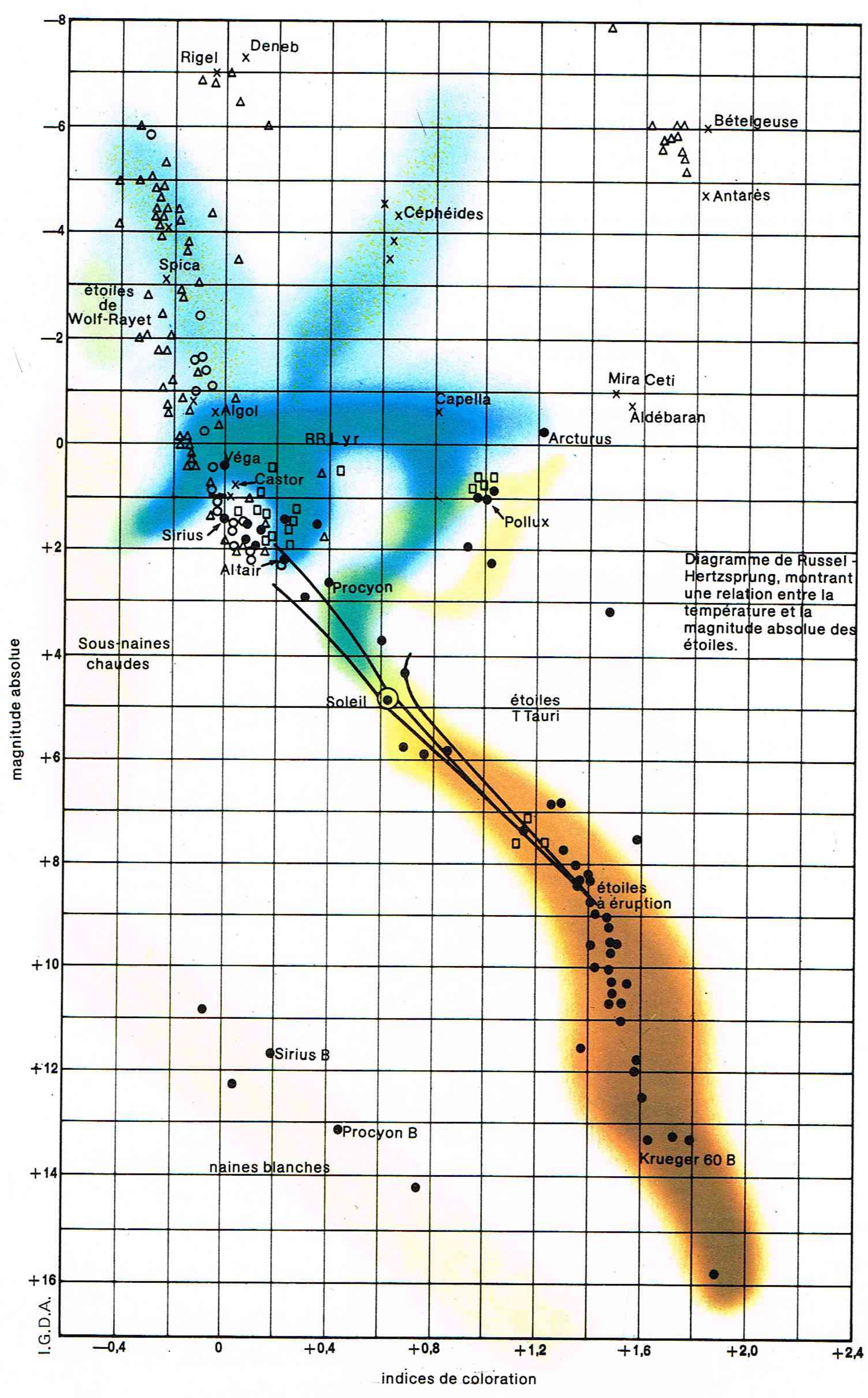
Enfin, dans la partie gauche en bas du schéma, se placent quelques étoiles blanches et très peu brillantes, en fait 100 000 fois moins que les étoiles blanches normales. On les nomme des *naines blanches*. Nous aurons l'occasion d'étudier Sirius B qui se place en cet endroit.

Pour terminer l'étude des étoiles normales, indiquons que l'on peut déterminer les masses et les diamètres des étoiles par diverses méthodes.

Les masses sont accessibles par l'étude des mouvements des étoiles doubles. Elles varient assez peu d'une étoile à l'autre, les plus massives ont des masses de l'ordre de 150 masses solaires, les moins massives de l'ordre de 1/15 de masse solaire. Si l'on excepte les naines blanches,

Classes spectrales	Températures superficielles en °K	Couleur	Caractéristiques spectrales
Classes principales :			
O	35 000-30 000	blanc-bleu	prédominance des raies de l'hélium
B	30 000-15 000	blanc-bleu	raies de l'hélium et de l'hydrogène
A	environ 10 000	blanc	prédominance des raies de l'hydrogène
F	environ 7 000	blanc-jaunâtre	raies de l'hydrogène et de métaux ionisés
G	environ 6 000	jaune	raies de l'hydrogène et de métaux neutres et ionisés
K	environ 5 000	orangé	métaux neutres, prédominance des raies du calcium neutre et ionisé
M	environ 3 000	rouge-orangé	prédominance des bandes de l'oxyde de titane
Étoiles froides rares :			
S	3 000-2 000	rouge	prédominance des bandes de l'oxyde de zirconium
R, N ou C	3 000-1 500	rouge	prédominance des bandes des composés carbonés

◀ *Tableau des différentes classes spectrales et de leurs caractéristiques.*



▲ Les cercles pleins représentent les étoiles proches du Soleil (distances inférieures à 60 années de lumière); les cercles indiquent les étoiles de l'amas des Pléiades; les triangles indiquent les étoiles des amas de Persée (h et χ Persée); les carrés indiquent les étoiles de l'amas des Hyades; enfin, les croix représentent certaines étoiles brillantes ou particulières.

on constate que ce sont les étoiles les plus lumineuses qui sont les plus massives, et les plus faibles les moins massives.

La mesure directe du diamètre des étoiles supergéantes est possible par les méthodes interférométriques, surtout depuis qu'on leur applique des techniques de synthèse d'ouverture, ce qui permet de combiner la lumière de télescopes éloignés et de s'affranchir de l'agitation atmosphérique.

Un autre procédé de mesure du diamètre est l'étude des étoiles doubles à éclipses qui sont des astres rapprochés qui s'éclipsent mutuellement dans leur mouvement orbital. On constate que les diamètres des étoiles varient beaucoup. En prenant celui du Soleil pour unité, on trouve que, pour la série principale, les valeurs varient entre 10 et 1/10. Mais les supergéantes peuvent avoir des diamètres de 1 000. Les naines blanches ont des diamètres de l'ordre de 1/100.

Pour terminer, décrivons quelques étoiles typiques. Le Soleil, étoile normale de type G2, de la série principale, a un diamètre de 1,4 million de kilomètres, une température superficielle de 5 800 °K et une densité moyenne de 1,4. Une étoile bleue de la série principale, comme Sirius, de type spectral A0, a un diamètre de 2,5 diamètres solaires, une température de 10 000 °K et une densité de l'ordre de 0,25. Une étoile froide, de la même série principale, avec une température de surface de l'ordre de 3 500 °K, a un diamètre de 0,1 diamètre solaire et une densité de 50. Une supergéante, comme Antarès ou Bételgeuse, a un diamètre de 1 000 diamètres solaires. Jupiter pourrait circuler complètement à l'intérieur de cette étoile. Cette étoile a une masse de 20 masses solaires, de sorte que la masse volumique moyenne n'est que de l'ordre de un dix-millionième de gramme par centimètre cube. Par contre, le compagnon de Sirius, une naine blanche, a une température de 10 000 °K, et son diamètre n'est que de 1/50 de diamètre solaire. 1 cm³ de la matière stellaire a une masse de 130 kg, soit 6 000 fois la densité du platine.

Comme pour le Soleil, l'énergie des étoiles provient de réactions nucléaires. La température et la pression au centre sont considérables, et, dans ces conditions physiques, la réaction de condensation de l'hydrogène en hélium avec perte de masse explique le rayonnement émis par les étoiles. Le taux d'émission varie beaucoup avec la température intérieure des étoiles; il est très grand pour les étoiles bleues qui se transforment rapidement en étoiles rouges, de sorte que toutes les étoiles bleues que nous observons sont très jeunes. Par contre, l'évolution des étoiles froides de la série principale est très lente.

Nous ne savons pas exactement à quelle phase de l'évolution se placent les naines blanches, mais elles sont considérées souvent comme étant le dernier stade de l'évolution, et on pense que la réaction principale de condensation de l'hydrogène est terminée par épuisement des noyaux d'hydrogène et qu'alors d'autres réactions nucléaires ont lieu. Nous reviendrons sur cette question lorsque nous parlerons des amas stellaires.

Les étoiles doubles

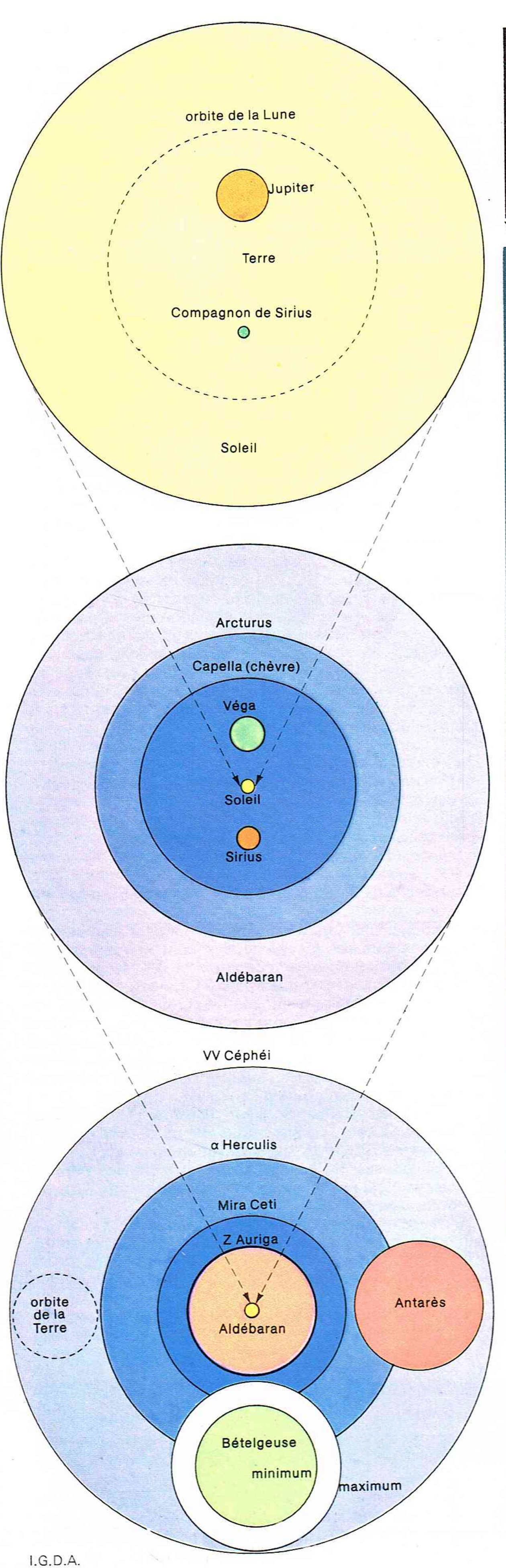
Lorsque l'on regarde le ciel, même avec une petite lunette, on s'aperçoit que des étoiles qui semblent uniques sont en réalité constituées par deux astres rapprochés. Ce sont des *étoiles doubles;* il existe aussi des *étoiles triples* et d'autres *multiples.* On pourrait penser que ces étoiles sont rapprochées par les effets de la perspective, mais un calcul de statistique montre que cette probabilité est très faible. En fait, dans leur très grande majorité, les étoiles sont des couples situés à la même distance de l'observateur et elles sont donc liées physiquement. Si l'on repère avec soin la position relative des deux étoiles, on s'aperçoit, après un certain temps, que l'une des étoiles a bougé par rapport à l'autre.

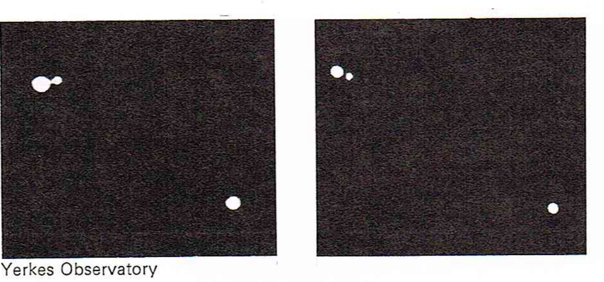
La mesure de ces mouvements se fait avec divers instruments, dont le plus ancien est le *micromètre à fil;* la *photographie* peut être aussi utilisée. On a pris pour habitude de nommer A l'étoile la plus brillante, et B la plus faible. On mesure l'angle que fait AB avec la direction du nord. Cet angle est compté en degrés dans le sens direct. La distance AB est mesurée en secondes d'arc.

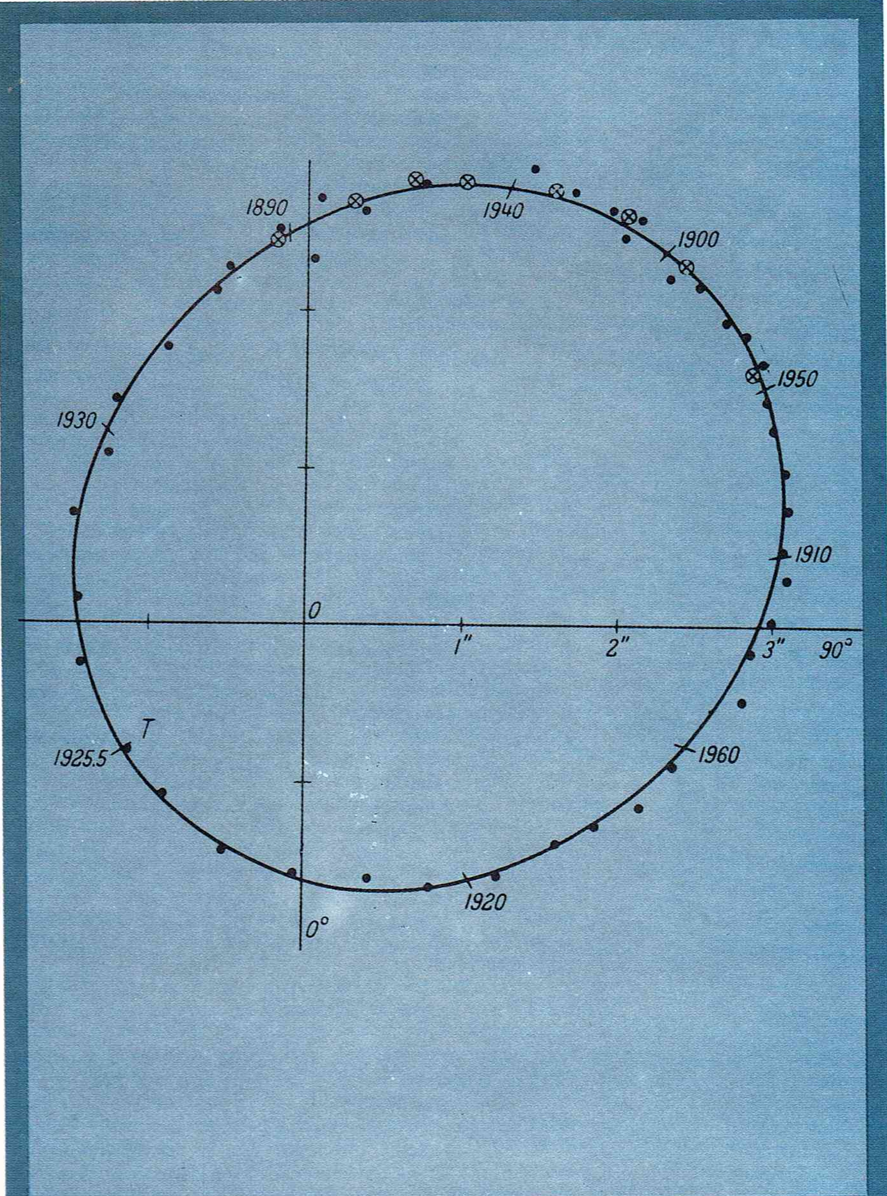
Par exemple, l'étoile β Cyg est une belle étoile double constituée par une étoile jaune de magnitude 3,2, accompagnée par une étoile bleue plus de dix fois plus faible ($m = 6{,}3$). L'angle de position est actuellement de 55°, et la distance angulaire de 35''. La variation de ces éléments est très lente.

Une étoile double très classique est ξ Boo découverte par Struve et nommée d'après son catalogue Σ 1888. Elle est formée par deux étoiles de magnitude 4,6 et 6,9 dont la distance est de l'ordre de 7'', et l'angle de position de 350°. Cette distance croît actuellement. L'orbite apparente est une ellipse qui est décrite en 150 ans. L'étoile est passée par son périastre en 1909 et elle sera à son maximum de distance en 1984.

Cette orbite est une ellipse décrite suivant la loi des aires, mais on constate que l'étoile A n'occupe en général pas le foyer de l'ellipse. Ceci s'explique facilement si







◀▲ Ci-contre, comparaison des dimensions des étoiles avec la Terre et le Soleil; en haut, le diamètre du Soleil est égal à 109 fois celui de la Terre; au centre, le diamètre d'Aldébaran est égal à 36 fois celui du Soleil; en bas, le diamètre de VV Cephei est égal à 25 fois celui d'Aldébaran, c'est-à-dire 1 260 fois celui du Soleil et plus de 130 000 fois celui de la Terre.

Ci-dessus, en haut, l'étoile binaire Krueger 60 est un exemple d'étoile double visuelle. Ces trois photographies prises en 1908, 1915 et 1920 montrent nettement le mouvement des deux étoiles rapprochées qui constituent l'étoile binaire (Observatoire Yerkes).
En bas, orbite de l'étoile Krueger 60 qui est une étoile double formée de deux étoiles de magnitude m_A = 9,87 et m_B = 11,45. La période est de 44,78 ans. L'orbite est moyennement excentrique, e = 0,409, et le demi grand axe est de 2,40''. Sa distance au Soleil est de 3,94 pc, la somme des masses calculée avec ces éléments est de 0,42 masse solaire, valeur faible qui s'explique par le fait que l'étoile principale a le spectre M3. L'orbite, ici représentée, comprend à la fois des observations visuelles et photographiques.

l'on admet que le mouvement réel est bien un mouvement régi par la loi d'attraction de Newton avec l'étoile A au foyer de l'ellipse, mais que le plan de l'ellipse n'est pas situé dans le plan tangent au ciel. Il n'a d'ailleurs aucune raison de l'être, et, dans cette projection, le foyer n'est pas conservé.

Lorsqu'un astronome a observé une étoile double, il doit résoudre un problème de géométrie pour trouver la position de l'orbite dans l'espace. Les étoiles doivent parcourir l'ellipse réelle en suivant les lois de Kepler. Notamment, l'étoile A doit être au foyer de l'ellipse décrite par l'étoile B. De ces mesures et calculs, on déduit la période du mouvement et le demi grand axe de l'orbite, exprimé en secondes d'arc. Ainsi, pour l'étoile ξ Boo, dont la période est de 150 ans, on a trouvé que l'orbite avait une inclinaison de 140° sur le plan tangent à la sphère céleste, un demi grand axe de 4,9'', et qu'elle était très excentrique ($e = 0,5$), de sorte qu'à l'apoastre, la distance des étoiles est trois fois plus grande qu'au périastre.

Si la distance de l'étoile double à l'observateur est connue, on déduit facilement du demi-axe *a* apparent la valeur du demi grand axe (A) en unités astronomiques. En fait, il suffit de multiplier le demi grand axe *a* exprimé en secondes d'arc par la distance en parsecs. La troisième loi de Kepler fournit ensuite la somme des masses des étoiles du système. Il suffit de diviser le cube de A par le carré de la période exprimée en années :

$$M = \frac{A^3}{T^2}.$$

Dans le cas de ξ Boo, la distance est de 9,3 parsecs (30 années de lumière), et le demi grand axe vaut 45,6 unités astronomiques. La somme des masses est égale à 4,2 masses solaires.

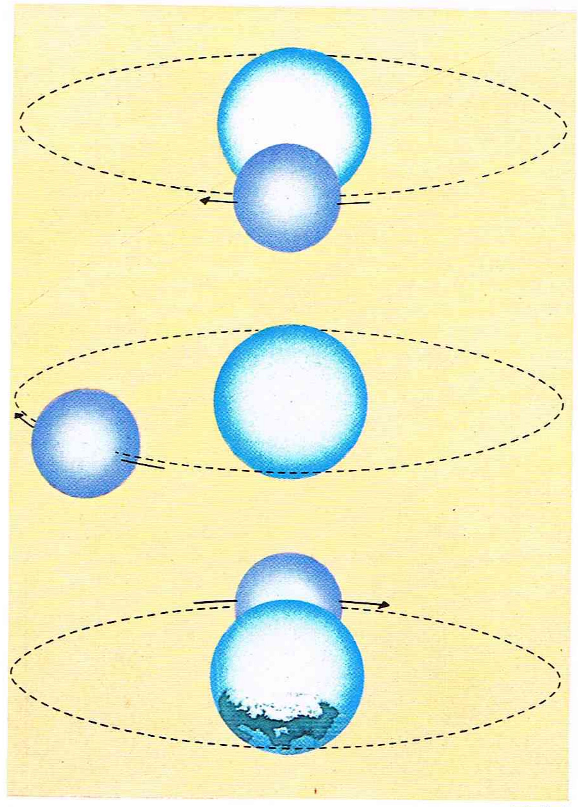
Naturellement, chaque étoile tourne autour du centre de gravité du système. Il est possible de déterminer ce centre par l'étude du mouvement des deux étoiles par rapport à celles du champ. La détermination des masses stellaires par l'étude des étoiles doubles est la meilleure méthode que nous connaissions. Nous en avons déjà utilisé les résultats.

Nous connaissons plusieurs dizaines de milliers d'étoiles doubles visuelles ; elles sont nommées par des lettres désignant l'astronome qui les a découvertes, suivies chacune d'un numéro d'ordre, ainsi Σ 431 est la 431[e] étoile découverte par W. Struve. C'est encore l'étoile 40 de la constellation de Persée.

L'observation de ces couples a montré que les périodes sont toujours longues, allant de quelques années à plusieurs siècles. A cause de la troisième loi de Kepler, une étoile à courte période a forcément une orbite très petite, et il arrive souvent qu'on observe des étoiles si serrées qu'il faut de très grands instruments pour les voir séparées.

De nombreuses étoiles ne peuvent pas être séparées, mais il est possible d'observer de tels couples à l'aide du spectroscope. En effet, la vitesse de ces deux étoiles sur leurs orbites peut être assez grande. Si nous projetons l'image d'une telle étoile double, non séparée, sur la fente du spectroscope, nous observons les spectres des deux étoiles, mais décalés par l'effet Doppler-Fizeau, l'un vers le rouge et l'autre vers le bleu. Ce décalage varie avec la période de la révolution des étoiles A et B autour du centre de gravité. On a ainsi découvert des milliers d'*étoiles doubles* dites *spectroscopiques*. Elles ne diffèrent des précédentes que par leurs périodes qui sont petites. Il est également possible de déterminer, par l'étude des variations de vitesse radiale, les orbites de ces étoiles et d'en déduire, sinon les masses elles-mêmes, du moins une fonction définie de ces masses.

Nous connaissons des étoiles doubles spectroscopiques ayant des périodes de quelques heures et dont les orbites sont si petites qu'elles sont comparables aux diamètres des étoiles. Si le plan de l'orbite a une orientation convenable, il peut alors arriver que l'une des étoiles éclipse l'autre. Effectivement, nous connaissons de nombreuses étoiles doubles de ce type : elles sont nommées *étoiles doubles à éclipses*. On comprend que la durée de l'éclipse dépende du rapport du diamètre de l'étoile au diamètre de l'orbite. Grâce à ce fait, on a pu mesurer le diamètre d'un certain nombre d'étoiles doubles à éclipses. Certaines de ces étoiles sont si rapprochées qu'elles sont presque en contact, et les étoiles sont souvent déformées par des effets de marée.

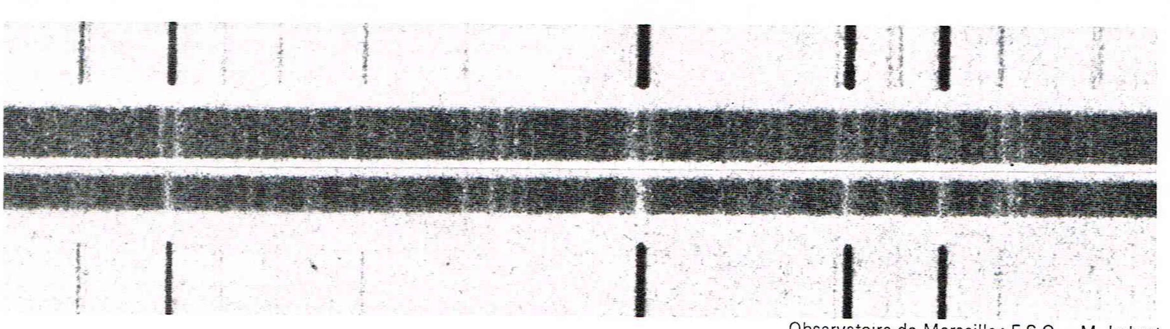

I.G.D.A.

▶ ***Explication de la variation de luminosité d'une étoile double à éclipses du type d'Algol; de haut en bas : le système lors du minimum principal, le système en dehors des éclipses et le système au minimum secondaire.***

Les étoiles doubles sont très nombreuses : on estime que 25 % de toutes les étoiles sont doubles. On a pu montrer que cela provient du fait que, lorsque la matière se condense en étoiles, il n'y a équilibre que quand les masses sont assez petites, sinon la matière se condense en étoiles doubles ou multiples.

L'étude des étoiles doubles, soit par l'observation directe, soit à l'aide du spectrographe ou du photomètre, a permis une récolte très abondante de résultats concernant les masses, les rayons et les densités des étoiles. Elle est le fondement sur lequel est bâtie toute l'astrophysique des étoiles.

A titre d'exemple, décrivons le *système de Sirius*. La duplicité de cette étoile a été découverte par le calcul lorsqu'en 1834, W. Bessel s'est aperçu que Sirius se déplaçait sur la sphère céleste d'un mouvement non


Observatoire de Marseille ; E.S.O. - M. Imbert


▶ ***L'étoile HD 6980 est une double spectroscopique formée par deux étoiles G0 assez semblables au Soleil et qui tournent autour du centre de gravité en 26 jours. Les vitesses radiales oscillent avec une amplitude de ± 48 km/s. Le spectre du haut correspond au maximum d'écart des deux composantes qui sont confondues dans le spectre du bas.***

uniforme sur une trajectoire sinueuse. Ce n'est que le 31 janvier 1862 qu'Alvan Clarke aperçut le compagnon de Sirius avec la lunette de 46 cm que son père venait d'achever pour l'observatoire de Dearborn (États-Unis). La distance du compagnon, nommé maintenant Sirius B, était de 10'' d'arc. Il était bien à l'endroit prévu par Bessel. Le mouvement orbital a une période de 50 ans. Le demi grand axe est de 7,6'', mais l'excentricité est assez grande (e = 0,58), de sorte qu'aux maximums des distances apparentes qui ont eu lieu en 1869, 1919 et 1969, la distance est de 12''. La distance de Sirius est de 2,67 parsecs.

Ces éléments permettent de calculer la masse des deux étoiles. On trouve pour Sirius A 2,3 masses solaires, et pour Sirius B, 1,0 masse solaire. On pensait que la différence d'éclat provenait du fait que Sirius B était beaucoup plus froid que Sirius A. Ce fut une grande surprise lorsqu'en 1914, W. S. Adams put établir que la température de B était voisine de celle de A; et la différence d'éclat montrait que son diamètre devait être seulement 1/80 de celui de A. Cette étoile est relativement massive, et la densité de Sirius B a la valeur extraordinaire de 175 000. Le compagnon tourne autour de l'autre étoile à peu près à la distance d'Uranus. Il est constitué par une matière extrêmement dense : les noyaux des atomes sont beaucoup plus rapprochés que dans la matière normale. La théorie d'Einstein a pu expliquer cet état spécial de la matière; elle est dite *matière dégénérée.* La densité électronique sur Sirius B est très grande, et les raies spectrales sont très larges; elles sont d'ailleurs déplacées vers les grandes longueurs d'onde par l'effet Einstein, ce qu'Adams paraît avoir vérifié. Cette étoile est la première naine blanche connue.

L'étoile Mizar ou ζ UMa est une étoile double formée par deux étoiles bleues de magnitude de 2,4 et 4,0. La séparation actuelle de ces deux étoiles est de 14,5''. Elle varie très peu, car la période, encore mal connue, est très grande. Cette étoile est intéressante car la plus brillante est elle-même une double spectroscopique ayant une période de 20,53 jours.

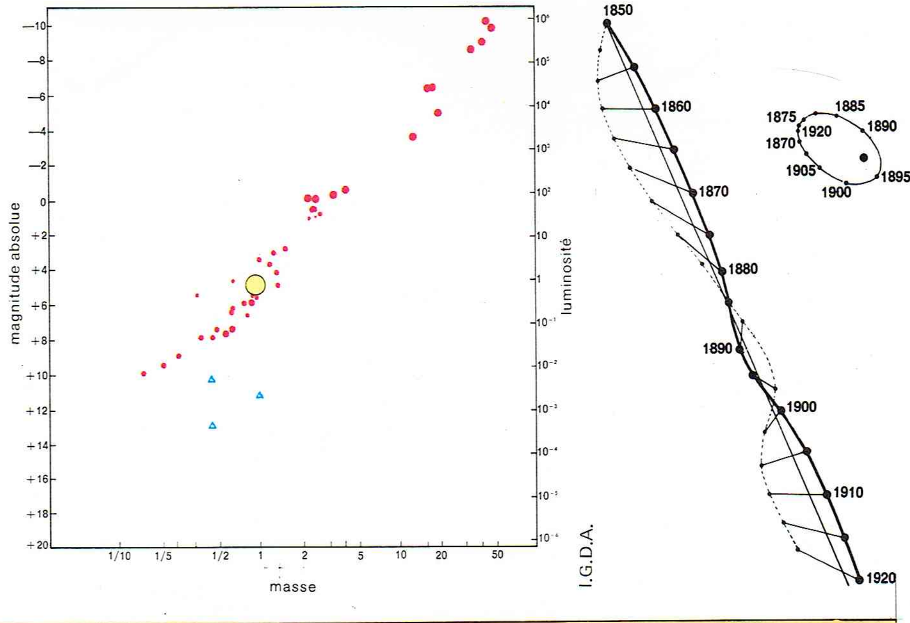
Donnons encore quelques renseignements sur une célèbre étoile, β Per ou Algol, découverte comme étoile variable en 1669, mais probablement déjà observée comme telle par les Arabes, le nom Algol voulant dire le diable ou l'esprit changeant. C'est une double spectroscopique dont la période est de 2,867 jours. Elle atteint la magnitude 2,2 au maximum et 3,5 au minimum. L'étude précise de l'orbite a été faite, et on a trouvé que la distance des deux étoiles est de 6,8 unités astronomiques. L'étoile brillante est du type spectral B8, sa masse est 4,7 masses solaires et son rayon 2,6 rayons solaires, l'étoile secondaire, de type G0, a une masse de 1,0 masse solaire et un rayon de 2,9 rayons solaires. On observe deux éclipses : celle de l'étoile B8 par l'étoile faible et froide correspond au minimum principal de 3,3, mais, lorsque l'étoile G0 est éclipsée par l'étoile B8, le minimum est à peine visible, l'éclat de l'étoile ne diminue que de 5 %. L'éclipse n'est d'ailleurs pas totale, l'inclinaison de l'orbite n'est pas exactement de 90°.

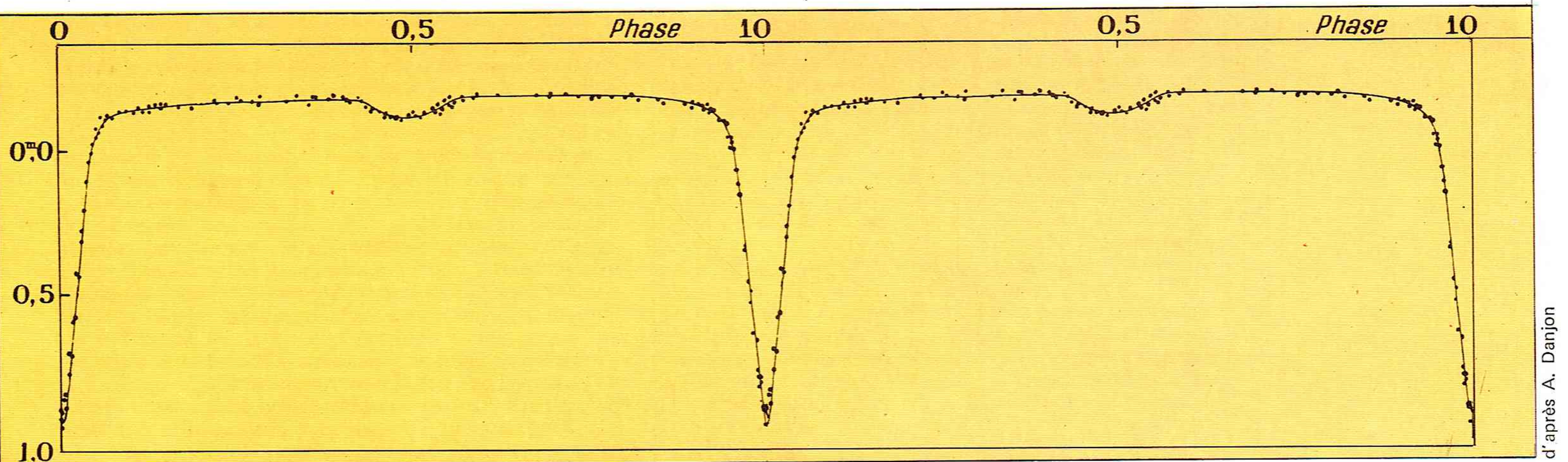
Les étoiles doubles à éclipses ont un très grand intérêt pour notre connaissance des étoiles. En plus des valeurs des masses et des rayons stellaires qu'elles permettent de mesurer, elles sont souvent le siège de phénomènes complexes : allongement des étoiles, obscurcissement centre-bord, échange de matière entre les étoiles. Aussi les étoiles doubles à éclipses sont-elles l'objet de nombreuses études.

Les étoiles variables

On connaît environ 50 000 étoiles dont l'éclat est variable. Nous avons déjà examiné les étoiles doubles à éclipses, qui ne sont pas vraiment des étoiles variables; les autres ont des éclats intrinsèques variables.

Un catalogue des étoiles variables est tenu à jour par les astronomes soviétiques de Moscou. On classe les étoiles par *constellations*. En effet, suivant une vieille habitude, les étoiles variables sont désignées par des lettres majuscules suivies du nom de la constellation : S Cyg, T Cyg... Z Cyg, suivi de RR, RS, etc., jusqu'à ZZ, suivi de V 343 Cyg. Le catalogue indique les coordonnées des étoiles et le type de leur variation.

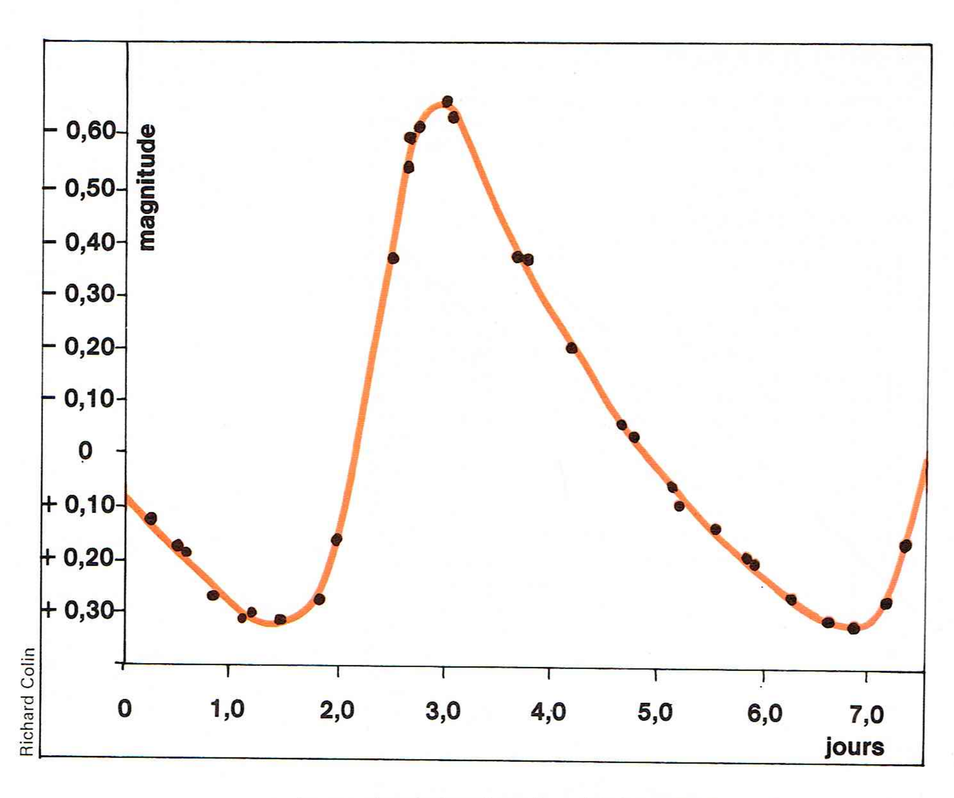




▲ En haut, à gauche, relation entre la masse et la luminosité des étoiles. La masse et la luminosité du Soleil ont été prises comme unités (le Soleil est représenté par le grand cercle jaune du centre). Seules quelques naines blanches n'obéissent pas à cette relation et sont représentées sur le diagramme par des triangles bleus.

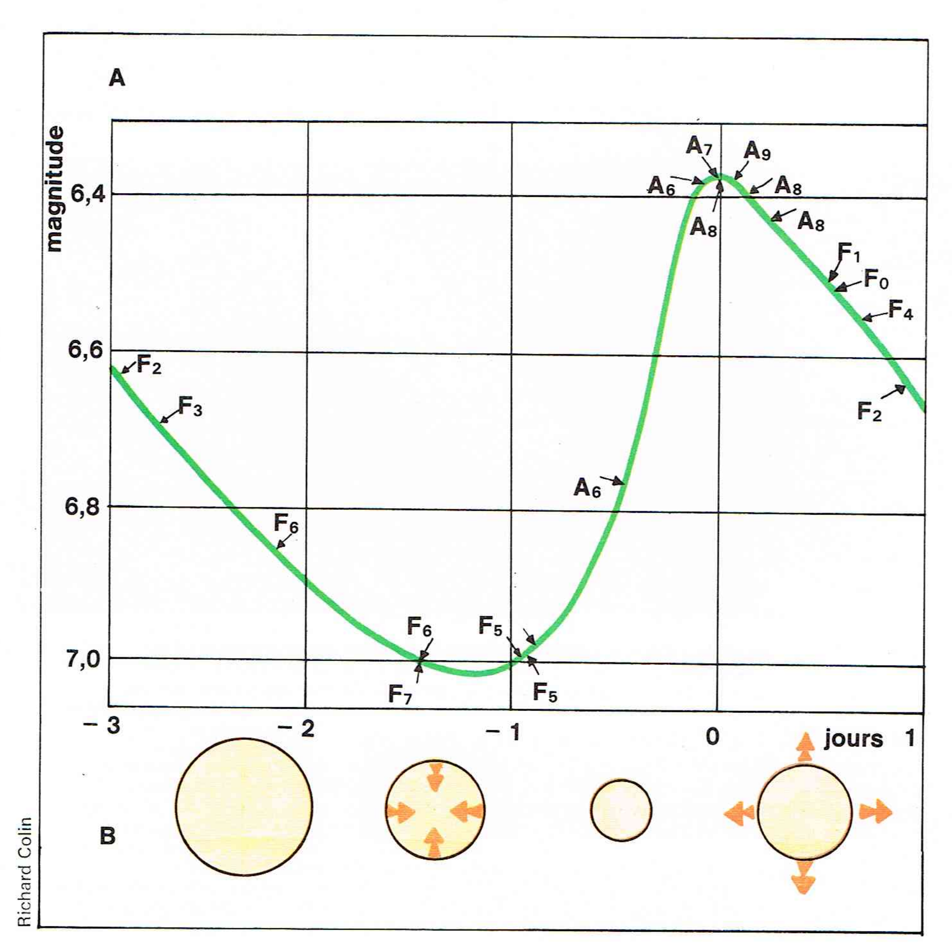
En marge, mouvement de Sirius et de son compagnon; ce dernier a un trajet sinueux assez accentué, le barycentre du système décrit une ligne droite. Le petit dessin du haut montre le mouvement relatif du compagnon autour de Sirius.

Ci-dessus, courbe de lumière d'Algol observée visuellement en 1928 par A. Danjon. La période est de 2,87 jours. La courbe de lumière est représentée à partir du minimum principal qui correspond à l'éclipse de l'étoile lumineuse par le compagnon moins lumineux (aspect du haut de la figure page 94, en haut).



▲ *La courbe de lumière de δ Céphée est très bien déterminée, comme le montre le graphe ci-dessus (d'après P. Guthnick).*

▼ *Ce diagramme (A) montre simultanément la variation du type spectral indiqué par des lettres et le diamètre d'une Céphéide au cœur d'une période de pulsation. Les variations de diamètre indiquées en B sont schématiques; la variation réelle totale n'est que de l'ordre de 12 %. Au maximum d'éclat, la température est de l'ordre de 6 800 °K et de 5 800 °K au minimum.*



Les étoiles à éclipses déjà étudiées représentent 18,8 % des étoiles, les étoiles pulsantes 20,6, les étoiles à longue période 36,2, les étoiles variables irrégulières et diverses 10,0, les étoiles explosives 5,5, les étoiles temporaires (novae, supernovae) 1,2, les étoiles de type encore inconnu 7,7. Nous allons passer ces types en revue.

Les étoiles pulsantes ou Céphéides

L'étoile δ Céphée a donné son nom à ce type d'étoiles. Elle est connue comme étoile variable depuis la fin du XVIIIe siècle, et sa variation a été suivie depuis cette époque. A son maximum, elle a la magnitude 3,78. Elle baisse assez lentement pour atteindre son minimum de 4,63; elle est alors 2,2 fois moins brillante. Elle remonte ensuite assez rapidement à son maximum. La période de cette oscillation est de 5,366 306 jours. La variation est très régulière et se poursuit indéfiniment; la période a diminué seulement de 23 secondes depuis 1785. L'éclat maximal n'a pas changé. Au cours de la variation d'éclat, on constate une variation du type spectral, et donc de la température. L'étoile présente aussi des variations de vitesses radiales.

Une discussion précise de ces mesures montre que toutes ces variations s'expliquent si l'on admet que le diamètre de l'étoile varie d'environ 12 %. Pendant la dilatation, la partie qui tourne sa face vers l'observateur s'approche de nous et la vitesse radiale est négative, et c'est l'inverse pendant la contraction. La dilatation s'accompagne de refroidissement, de sorte que le maximum d'éclat a lieu avant le maximum de diamètre, lorsque la température est maximale. La théorie complète a été établie dès 1925 par Jeans, et elle représente bien les phénomènes; cependant, il subsiste encore quelques difficultés de détail.

δ Céphée a un type spectral variable entre F4 au maximum et G6 au minimum d'éclat. Sa distance est assez mal connue; on l'estime à 400 parsecs (ou 1 300 années de lumière), de sorte que l'éclat intrinsèque (— 3,5) correspond à une supergéante.

Nous connaissons plusieurs milliers d'étoiles analogues: leurs périodes sont comprises entre 2 et 80 jours, et leurs types spectraux entre F et K. Des étoiles à période inférieure à un jour existent aussi. Nous savons qu'elles font partie d'une classe un peu différente.

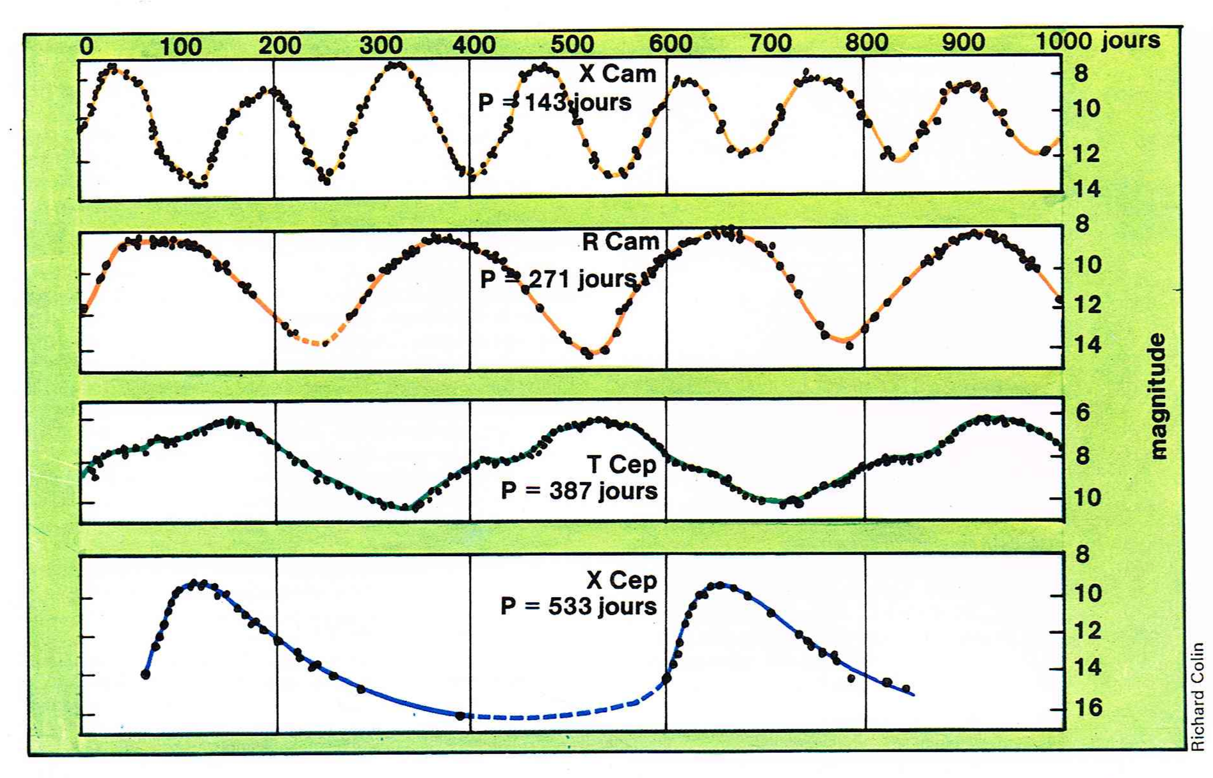
Relation période-luminosité

En 1912, une astronome américaine, Miss Leavitt, a étudié les étoiles variables de type Céphéide dans le Petit Nuage de Magellan. Cette nébuleuse est une galaxie analogue à notre Voie Lactée; beaucoup plus petite et relativement voisine, elle est située à 52 000 parsecs (ou 170 000 années de lumière) et contient un certain nombre de Céphéides. Miss Leavitt fit la constatation que les étoiles les plus brillantes avaient les plus longues périodes. La relation est très précise. C'est Shapley qui comprit qu'il s'agissait d'une relation entre la période et l'éclat intrinsèque de l'étoile. Tout comme la période d'un pendule augmente avec sa longueur, la période d'une étoile augmente avec son éclat. La théorie de Jeans a confirmé ces résultats.

Cette relation a une très grande importance, car, une fois étalonnée en éclats absolus, il suffit de mesurer la période d'une Céphéide pour obtenir son éclat absolu et, par comparaison avec l'éclat apparent, la distance de l'étoile.

Les Céphéides sont d'excellents indicateurs de distance; ce sont elles qui ont, en fait, permis de mesurer les distances dans l'Univers extragalactique. Indiquons toutefois que l'étalonnage en magnitudes absolues a été difficile et que, pendant une cinquantaine d'années, on s'est servi d'une fausse échelle de distance. Il a fallu, vers 1950, multiplier les anciennes distances par un facteur compris entre 2 et 3. Aujourd'hui, nous savons que les étoiles de période 100 jours ont un éclat de 120 000 Soleils (M = — 8); celles de 1,5 jour n'ont qu'un éclat de 500 Soleils (M = — 2).

En établissant cette échelle, on s'est aperçu que les étoiles ayant des périodes comprises entre quelques heures et un jour ont toutes un éclat de 100 Soleils. Ces étoiles sont un peu différentes des Céphéides normales. On les nomme des étoiles pulsantes d'amas globulaires, ou du type RR Lyrae, car cette étoile est de ce type. Elles sont très abondantes dans les amas globulaires. Nous savons que la vraie différence entre les deux types



◀ *Courbes de lumière de quatre* **étoiles variables à longues périodes,** *dont les périodes sont comprises entre 143 et 533 jours (d'après L. Campbell et L. Jacchia).*

est due au fait que les Céphéides sont des étoiles jeunes (on dit encore de population I), et les RR Lyrae des étoiles très âgées (ou de population II). Les Céphéides sont concentrées dans les bras de notre Galaxie, les RR Lyrae dans les amas vieux, au centre de la Galaxie et dans le halo qui entoure notre Voie Lactée. Des Céphéides classiques, de période 1 jour, seraient environ six fois plus brillantes que les RR Lyrae.

Il est possible de reconnaître les Céphéides dans un grand nombre de spirales extérieures, ce qui permet de déterminer la distance de ces nébuleuses.

Les étoiles variables à longues périodes

L'étoile type est *Omicron Ceti*, encore nommée *Mira Ceti*, c'est-à-dire la Merveilleuse de la Baleine. Sa variation est connue depuis la fin du XVIe siècle. C'est une étoile très rouge de classe M. Elle varie avec une période 331,6 jours. Sa variation n'est pas vraiment régulière. La période fluctue un peu autour de 330 jours, mais surtout les maximums et les minimums qui se suivent ne se ressemblent pas. Sa magnitude maximale peut être comprise entre 2,0 et 4,9; au minimum, la magnitude oscille entre 8,6 et 10,1. L'éclat entre les extrêmes varie dans le rapport de 1 à 1 800.

En même temps que le changement d'éclat, on observe des variations de type spectral et de vitesse radiale. Les bandes d'oxyde de titane, toujours visibles, sont très intenses au minimum. La variation d'éclat dans l'infrarouge est assez faible. On observe, pendant la croissance de l'éclat, de fortes raies d'émission de l'hydrogène et, plus faiblement, du fer et du silicium, dues à une enveloppe qui entoure l'étoile. Cette enveloppe a un diamètre qui varie avec le temps, de sorte que les étoiles du type Mira Ceti sont des étoiles pulsantes.

Mais le phénomène est beaucoup plus compliqué. On a la certitude que les raies d'émission sont produites dans une couche plus profonde que celle qui contient, à côté de nombreux atomes, des molécules, et notamment celles de TiO. L'analyse détaillée du spectre d'émission montre que certaines raies, notamment quelques raies de l'hydrogène, manquent. Cette absence peut s'expliquer de la façon suivante : si l'émission provient d'une couche profonde, elle doit traverser les couches externes qui absorbent la lumière. En présence d'atomes et de molécules, cette absorption est sélective : une raie qui coïncide exactement avec une raie d'absorption de TiO ou de calcium ionisé [Ca II] ne passera pas. C'est notamment le cas de la raie 3970 de l'hydrogène qui est absorbée par la très large raie 3968,5 du calcium ionisé qui s'étend sur une dizaine d'angströms.

Mira Ceti est une étoile supergéante environ 500 fois plus brillante que le Soleil; son rayon moyen est de 400 rayons solaires; c'est une des plus grandes étoiles que nous connaissions.

Mira Ceti a un petit compagnon qui présente lui-même un spectre un peu curieux.

Nous connaissons de très nombreuses étoiles analogues à Mira Ceti : au moins 5 000 étoiles du catalogue d'étoiles variables de Kukarkin sont de ce type. Leurs périodes sont comprises entre 50 et 600 jours, avec une fréquence maximale entre 200 et 400 jours (68 %).

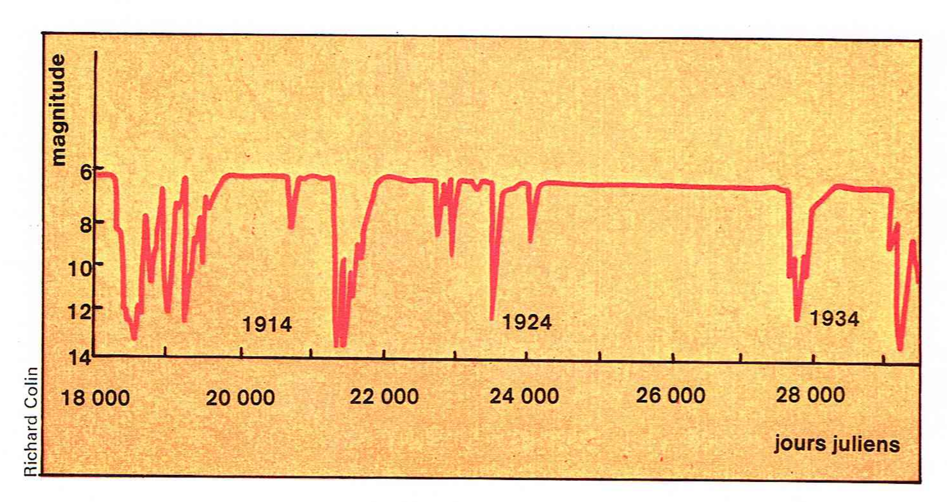
Toutes les étoiles de type Mira Ceti sont des étoiles froides comme Mira elle-même, mais on peut les classer en deux groupes : les étoiles riches en oxygène qui montrent très fortement les bandes de TiO (type spectral M) ou ZrO, LaO, etc. (type spectral S), ainsi que des étoiles riches en carbone que nous avons déjà classées en étoiles carbonées C (ou R et N). Les étoiles à bandes d'oxyde sont les plus fréquentes. On compte 86 % d'étoiles M, 5 % d'étoiles S et 1 % d'étoiles K. Les 8 % qui restent sont des étoiles carbonées.

Il est intéressant de constater que les variations lumineuses de toutes ces étoiles sont assez voisines. Importante dans le domaine visible, la variation d'éclat est assez faible dans l'infrarouge; cela est dû au fait que les bandes carbonées sont comme celles de TiO, surtout développées dans le visible. La variation énergétique totale est faible, et la magnitude bolométrique, qui mesure le débit total d'énergie, est presque constante.

Aux étoiles de type Mira Ceti, il faut ajouter des étoiles de même type mais ayant des variations beaucoup moins régulières. Elles sont environ deux fois moins abondantes que les étoiles du type Mira Ceti. La cause de leur variation est identique, mais les pulsations sont encore moins régulières.

Les étoiles de type R CBr (R Coronae Borealis)

L'étoile R CBr est en général une étoile de magnitude 5,8. Elle reste à cet éclat pendant de longues périodes, puis décroît brusquement; son éclat peut alors être divisé par 4 000 (magnitude > 14,8). Elle remonte ensuite à son éclat original. La variation est sans aucun doute liée à une absorption de la lumière. On a pensé assez longtemps qu'il s'agissait de passage de nuages interstellaires devant l'étoile. Les études modernes ont montré que ces nuages doivent être éjectés par l'étoile. Au début de la diminution d'éclat, le spectre ne varie pas, mais ensuite apparaissent des raies d'émission, et notamment des raies identiques à certaines raies de la couronne solaire. Il est très probable que ces raies sont émises par la partie très



▲ *Courbe de lumière de R. Coronae Borealis. La magnitude de cette étoile est en général de 6, mais son éclat peut être divisé presque par 1 000 (magnitude 13). Elle reprend ensuite son éclat initial.*

extérieure de l'atmosphère stellaire, et elles deviennent visibles lorsque l'étoile centrale ne nous gêne pas, tout comme nous pouvons apercevoir les raies coronales du Soleil pendant une éclipse. Ensuite la matière absorbante, probablement des poussières, disparaît, soit qu'elle s'échappe dans l'espace, soit qu'elle retombe sur l'étoile, et tout rentre dans l'ordre; l'étoile a de nouveau son éclat normal et son spectre habituel.

Les étoiles à variations rapides

Un type important d'étoiles variables est constitué par les étoiles du type AE Aqr, étoiles de type G à K naines dont l'éclat peut augmenter en quelques minutes de 30 ou 40 %, pour redevenir ensuite normal.

Ces étoiles, nommées encore « Flare Stars » dans la littérature anglaise, sont extrêmement nombreuses. Les astronomes arméniens, en collaboration avec ceux du Mexique, ont trouvé des dizaines d'étoiles de ce type dans les Pléiades. Il s'agit probablement d'étoiles présentant des éruptions dans leur atmosphère, analogues aux éruptions solaires, mais beaucoup plus intenses.

Les étoiles variables liées à des nébulosités

Une petite nébuleuse, découverte par l'astronome Hubble et qui porte son nom, est très curieuse. Quelquefois cette nébuleuse est invisible; d'autres jours, elle a l'aspect d'un petit triangle avec une petite étoile à l'un des sommets. On ne sait pas exactement si nous observons tout simplement la lumière stellaire d'une étoile variable diffusée par une nébuleuse; celle-ci ne deviendrait visible que lorsque l'étoile est brillante; mais on peut aussi se demander si, au contraire, la nébulosité a une action importante sur le mécanisme des variations d'éclat.

▼ *La petite nébuleuse est associée à R Mon, étoile variable du type T Tauri. La nébulosité est également variable, et on a bien l'impression que c'est l'onde lumineuse qui se propage dans la nébuleuse.*



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

Herbig et Haro ont découvert deux ou trois autres étoiles variables liées à des nébulosités; on se demande si, dans ces cas, on n'a pas affaire à des étoiles en formation.

Un autre groupe d'étoiles variables associées à des nébulosités est formé par les étoiles T Tauri, d'après le nom de la première découverte qui se trouve dans les Pléiades, au milieu des nébulosités qui existent dans cet amas. Depuis, on a découvert des dizaines d'étoiles de ce type, à la fois dans la nébulosité des Pléiades et dans la nébuleuse d'Orion. Ces étoiles ont des spectres de type G, K et quelquefois M; on peut, grâce à la localisation de la nébuleuse, connaître leur distance et donc leur éclat intrinsèque. On constate que ces étoiles sont des étoiles naines de la série principale. Mais leurs spectres présentent des caractéristiques inhabituelles pour des étoiles de ce type. Les raies K et H du calcium et d'autres raies sont en émission. L'éclat et l'intensité des raies d'émission changent de façon permanente. Ces étoiles sont surtout abondantes dans les nébuleuses gazeuses, et, d'autre part, la plupart des autres étoiles liées à ces nébulosités sont aussi variables. Il n'y a pas de doute possible, la variation d'éclat est liée à l'interaction entre ces étoiles et la nébulosité. Ces étoiles absorbent probablement la matière interstellaire de façon irrégulière.

Autres étoiles variables

Il existe de très nombreuses autres étoiles variables, dont certaines posent des problèmes très difficiles à résoudre. Certaines étoiles comportent simultanément le spectre d'une étoile froide à oxyde de titane ou à molécules carbonées et le spectre d'une étoile chaude. On pense, mais on n'en est pas sûr, qu'il s'agit de l'association de deux étoiles et qu'on assiste à des échanges de matière entre elles, d'où le nom d'*étoiles symbiotiques* qu'on leur donne quelquefois.

Cette interaction entre les étoiles et l'espace interstellaire, dans un sens ou dans l'autre, soit par éruption ou explosion, soit par absorption, est toujours la cause de variations d'éclat. Il en est de même de l'échange de matière entre deux étoiles; nous en avons déjà vu des exemples en étudiant les étoiles doubles. Nous reviendrons sur cette question en étudiant les sources de rayons X.

Il n'est pas possible d'étudier tous ces astres, mais nous consacrons deux chapitres importants aux étoiles explosives : *novae* et *supernovae.*

Les étoiles temporaires

L'apparition soudaine sur le firmament d'une étoile dont l'éclat peut atteindre et même dépasser celui des plus brillantes est un événement qui a toujours frappé l'imagination des hommes. L'observation d'un astre de ce type par Tycho Brahé en 1572 et par Kepler en 1610 a fait l'objet de nombreuses publications et notamment du traité *De nova stella* qui a donné le nom à ces astres. Nous savons aujourd'hui que l'on peut classer ces étoiles en deux catégories : les *novae proprement dites* et les *supernovae*, les étoiles de Tycho Brahé et de Kepler faisant d'ailleurs partie de cette seconde classe.

Les novae

Relatons l'apparition d'une nova classique comme celle qui apparut en 1918 dans la constellation de l'Aigle et qui est nommée Nova Aql 1918. Elle fut découverte le 8 juin 1918 aux Indes par un amateur, G. N. Bower. Elle était alors de première grandeur. Il signala son observation, et, quelques heures plus tard, son éclat avait encore augmenté : elle était alors de magnitude — 1,1 et presque aussi brillante que Sirius. Cette étoile n'était pas sortie du néant, car il fut possible de la retrouver sur de nombreux clichés de la magnifique collection de photographies de l'observatoire Harvard (États-Unis). Sur 30 clichés, pris entre 1888 et 1918, c'était une étoile un peu variable entre les magnitudes 10 et 11. Un cliché du 5 juin 1918 la montre encore de magnitude 10,5, mais, le 7 juin à 19 heures, elle avait la magnitude 6,6; en deux jours, son éclat avait été multiplié par 40. Entre la valeur normale 10,5 et le maximum — 1,1 l'augmentation d'éclat était de 50 000. Il s'agissait donc d'une vraie explosion. Après le maximum, la magnitude a diminué de 0,27 magnitude par jour de façon assez uniforme jusqu'au 24 juin, où l'étoile atteignit la magnitude 3. Puis l'allure du phénomène a changé, on a assisté à des oscillations d'éclat, et l'étoile atteignit un maximum secondaire le

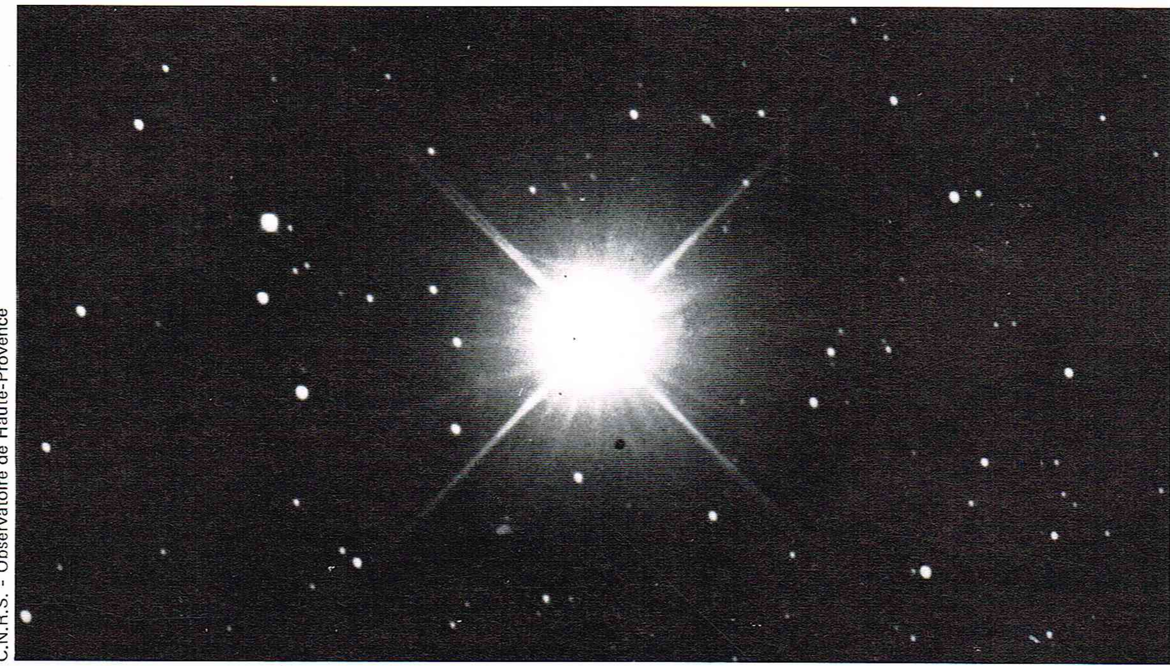
2 juillet; jusqu'au 10 septembre, on compta huit oscillations d'amplitude de plus en plus faibles. L'étoile fut alors tout juste visible à l'œil nu. A partir de ce moment, l'éclat a diminué progressivement. Il atteignait la magnitude 5,6 le 19 décembre 1918, la magnitude 10 à la fin de 1921 ; en 1926, l'étoile avait repris apparemment son stade précédant l'explosion : elle était de magnitude 10,8. Depuis cette époque, la « postnova » oscille de nouveau entre les magnitudes 10,5 et 11 comme le faisait la « praenova ».

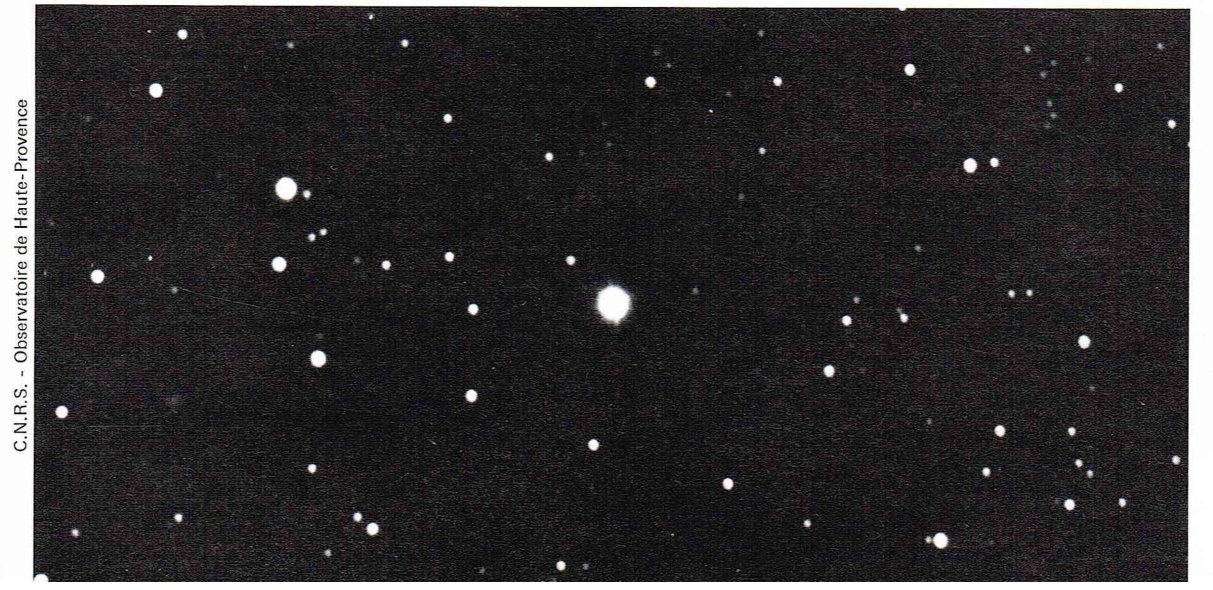
Naturellement, on entreprit une étude spectrale de cette étoile comme on l'avait déjà fait pour un certain nombre d'autres novae. On trouva qu'au moment de l'explosion, le spectre des novae est celui d'une étoile supergéante présentant les raies d'absorption de ce type d'étoiles. Mais les raies sont très fortement déplacées vers le violet. Tout se passe comme si, au moment de l'explosion, l'atmosphère de l'étoile était expulsée avec une vitesse de l'ordre de 1 000 km/s. Telle est bien l'explication du phénomène de nova. L'atmosphère expulsée s'étend autour de l'étoile, alors que l'étoile revient lentement à son état initial. La lumière émise par l'étoile traverse la nébulosité en expansion. Le spectre montre ainsi les raies d'absorption déplacées vers le violet. Le spectre de la nébulosité elle-même se manifeste par de fortes raies d'émission de l'hydrogène et d'atomes métalliques ionisés, etc. Les oscillations d'éclat correspondent à des oscillations du plasma. Au fur et à mesure de son expansion, la matière émise devient de moins en moins dense et les conditions deviennent celles qui existent dans une nébuleuse gazeuse : on voit alors apparaître les spectres caractéristiques de ces nébuleuses.

Il était important de rechercher la nébulosité elle-même. Cette recherche fut couronnée de succès pour la Nova Per 1901, non sans d'ailleurs quelques péripéties. La nébulosité, annoncée dès août 1901, était due à des réflexions parasites sur des plaques dont l'antihalo était défectueux. Cependant, cette fausse observation alerta les astronomes du monde entier, et une vraie nébulosité fut observée en 1902 ; elle ne correspondait pas encore à la matière éjectée mais à la diffusion de l'onde lumineuse par la matière interstellaire. La vraie nébulosité ne fut découverte qu'en 1916 ; elle mesurait 5'' en 1919. Le taux d'expansion angulaire est actuellement estimé à 0,4'' par an. On connaissait par ailleurs le taux d'expansion linéaire, qui est de 1 200 km/s, soit 38 milliards de kilomètres ou 252 unités astronomiques par an. Il en résulte que la distance de l'étoile est de 630 parsecs.

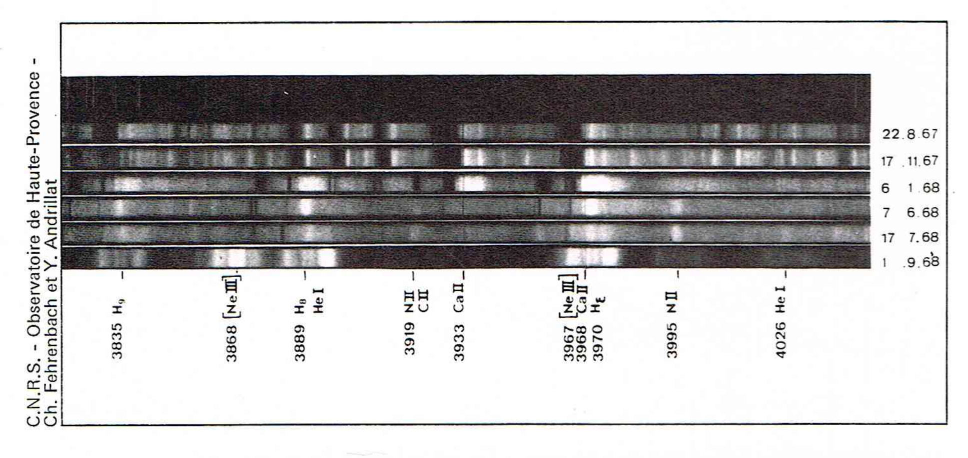
Cela permet de déterminer son éclat intrinsèque qui était de 200 000 Soleils (magnitude absolue — 8,5), et, avant et après l'explosion, l'étoile avait sensiblement l'éclat du Soleil. Ces valeurs permettent de calculer l'énergie émise pendant l'explosion ; elle correspond à environ 1/10 000 de l'énergie intrinsèque de l'étoile. On montre que l'enveloppe expulsée a aussi une masse de l'ordre de 1/10 000 de la masse de l'étoile. L'explosion d'une nova n'est donc pas, à l'échelle de l'étoile, un phénomène cataclysmique. On a beaucoup de raisons de penser que le phénomène de nova peut être récurrent : la même étoile peut exploser plusieurs fois ; cela a été certainement le cas pour la Nova CrB qui a explosé en 1866 et en 1946.

RS Oph a explosé de nombreuses fois. De plus, nous connaissons des étoiles subissant de petites explosions


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

◀ *La* Nova Herculis 1934, *photographiée avec un télescope de 80 cm de diamètre le 31 janvier 1935 (en haut) près de son maximum (40 jours après) et le 22 août 1935 (en bas) pendant le déclin. La première photographie de l'étoile est très surexposée et les rayons de feu qui s'en échappent sont dus à la diffraction par le support du miroir secondaire, et par des poussières.*



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence - Ch. Fehrenbach et Y. Andrillat

▲ *Clichés à moyenne dispersion montrant très nettement l'évolution du spectre de* **Nova Delphini 1967**. *Les spectres du haut montrent les fortes raies d'absorption (en noir) déplacées vers le violet qui correspondent à l'enveloppe éjectée par l'explosion. Les spectres du bas correspondent au stade nébulaire. C'est en fait le spectre de la nébulosité qui est autour de l'étoile.*
▼ *On a reporté, sur cette photographie de la partie centrale de la grande nébuleuse d'Andromède, les novae observées dans cette galaxie. Elles sont nettement concentrées vers le centre de la nébuleuse.*

Ch. Fehrenbach

que nous nommons des *novoïdes,* comme SS Cyg qui explose plusieurs fois par an.

La fréquence des explosions des novae est relativement grande : on estime que, dans notre Galaxie, 50 explosions ont lieu tous les ans. On ne les trouve pas toutes à cause de leur situation derrière des nuages obscurs. Comme à leur maximum les novae sont très brillantes (elles luisent comme 600 000 Soleils), il est possible de les détecter dans des galaxies lointaines. Dans celle d'Andromède, on peut en trouver une vingtaine par an : elles sont alors de quinzième grandeur, ce qui correspond à une distance de l'ordre de 600 000 parsecs pour cette nébuleuse.

Tout comme les Céphéides, les novae permettent de déterminer les distances des nébuleuses extragalactiques.

Le mécanisme des explosions n'est pas connu dans le détail mais on pense qu'il correspond à une accélération temporaire des réactions nucléaires qui ont lieu dans toutes les étoiles comme dans notre Soleil. La pile atomique stellaire explose et envoie une onde de choc qui, lorsqu'elle arrive à la surface de l'étoile, expulse l'atmosphère stellaire, et nous pouvons apercevoir pendant un certain temps des parties plus chaudes de l'étoile.

Les supernovae

En 1885, apparut une étoile nouvelle dans la nébuleuse d'Andromède. On pensait qu'elle avait à son maximum la magnitude 7,2. Avec la valeur actuellement admise de 670 000 parsecs, on trouve que cet astre avait à son maximum une magnitude de — 16,9, ce qui correspond à 1 000 ou 2 000 fois l'éclat d'une nova classique ou à celui de 400 millions de Soleils. A l'époque de la découverte de cette étoile, nommée S And, on n'avait pas d'idées précises, et l'assimilation ultérieure de S And avec une nova classique donnait à la nébuleuse d'Andromède une distance inadmissible de 15 000 parsecs. On ne put résoudre ce problème que vers 1925 en réalisant qu'il s'agissait d'une étoile plus lumineuse.

Depuis on a observé un certain nombre d'astres de ce type, que l'on nomme des supernovae. On a établi leurs courbes de lumière. On constate qu'on peut les classer en deux types : les plus brillantes, dites de *type I* (S Andromède est de ce type), et celles de *type II,* environ 50 fois moins brillantes. Les courbes de lumière, surtout celles du type I, sont beaucoup plus régulières que celles des novae. L'explosion et le déclin sont beaucoup moins rapides.

Les spectres de ces supernovae sont difficiles à interpréter; on pense que l'expulsion de la matière a lieu avec des vitesses de 10 000 à 50 000 km/s, et de ce fait, les spectres de raies ne sont plus reconnaissables.

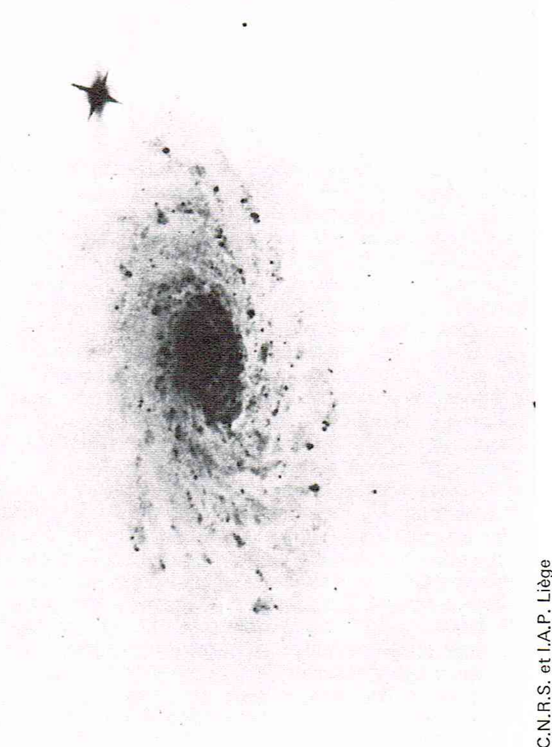
Le phénomène d'explosion de ces astres est cataclysmique ; ainsi une supernova dans une petite nébuleuse, IC 4182, était nettement plus brillante que toute cette galaxie, et on a estimé qu'elle rayonnait comme 4 milliards de Soleils. On pense aujourd'hui que l'on a assisté à l'explosion totale de l'étoile.

F. Zwicky entreprit, en 1937, une recherche systématique des supernovae, en photographiant avec le télescope de Schmidt des champs de nébuleuses. Il en découvrit plus de 50, et il calcula que la fréquence est de l'ordre de 1 supernova par galaxie tous les 350 ans; cette fréquence est donc de 10 000 à 20 000 fois plus faible que celle des novae, mais elle est suffisante pour que l'on puisse s'attendre à l'apparition de supernovae galactiques.

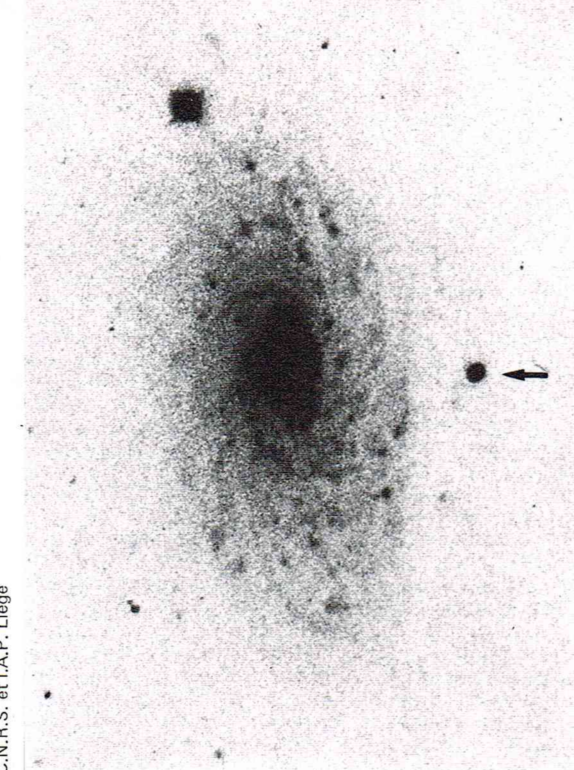
En fait, nous connaissons trois apparitions de ce type. Les deux étoiles nouvelles de Tycho Brahé et de Kepler sont des supernovae. L'étoile nouvelle observée par Tycho Brahé dans la constellation de Cassiopée a été décrite dans l'ouvrage *De nova stella* (1573), avec des indications si précises qu'il a été possible de les traduire en magnitudes modernes. W. Baade s'est ainsi aperçu que la courbe de lumière était identique à celle d'une supernova de type I. Il en est de même de l'étoile de Kepler.

Lorsque les astronomes ont disposé, au cours de ce siècle, de moyens puissants, ils ont recherché les nébulosités éjectées par l'explosion de ces supernovae. La recherche a été couronnée de succès pour la Nova de Kepler, bien que la nébulosité soit très faible.

Mais une autre supernova est encore plus célèbre. Son apparition a été observée le 4 juillet 1054 de notre ère; elle a été signalée par le mathématicien impérial



C.N.R.S. et I.A.P. Liège



C.N.R.S. et I.A.P. Liège

◀ *A gauche, la* **nébuleuse NGC 5055** *dans les Chiens de Chasse : photographie reproduite de l'atlas des nébuleuses de Hubble. A droite, la même* **NGC 5055** *photographiée avec le grand télescope de Schmidt de l'Observatoire de Haute-Provence (C.N.R.S. - université de Liège), le 25 mai 1971 : la position de la supernova est indiquée par la flèche (elle était inexistante sur la photo de gauche).*

chinois, Yang Wei-lek, qui donnait sa position dans la constellation du Taureau. Or, il existe dans cette constellation une petite nébuleuse de forme bizarre, nommée nébuleuse du Crabe. Cette nébuleuse est d'un très grand intérêt à de nombreux points de vue ; c'est en effet une source radioélectrique intense, et sa lumière est polarisée. Sa partie centrale rayonne par les mêmes mécanismes que les électrons des grands synchrotrons. En comparant deux clichés pris à quelques dizaines d'années d'intervalle, W. Baade montra que cette nébuleuse est bien le résidu de l'explosion de la supernova de 1054. Il montra aussi qu'au taux de l'expansion actuelle, la nébuleuse a dû se former au XIe siècle de notre ère, ce qui correspond bien à l'observation du mathématicien chinois.

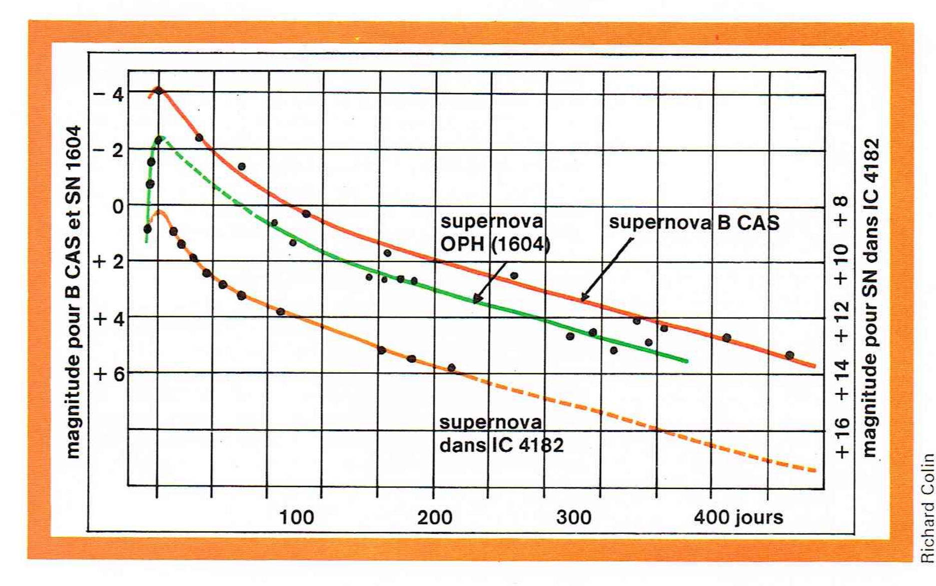
Quel est le mécanisme de l'explosion ? Nous sommes amenés à penser qu'il s'agit d'un phénomène réellement cataclysmique. L'étoile est vraiment détruite. Zwicky indiqua qu'au cours de cette explosion, il devait rester une étoile résiduelle très dense, du type naine blanche, ou encore plus dense. Baade proposa dans le cas de la nébuleuse du Crabe deux petites étoiles possibles comme le résidu de l'explosion. La question en était là quand un phénomène tout à fait nouveau fut découvert.

Les pulsars : des étoiles à neutrons

En 1967, les radioastronomes de Cambridge, dirigés par A. Hewish, ont découvert des astres émettant à des intervalles de l'ordre de la seconde des éclats dans le domaine des ondes hertziennes.

Une comparaison très simple est celle qu'on peut faire avec un phare de navigation maritime, avec cependant deux différences : l'impulsion est observée dans le domaine des ondes radioélectriques, et les périodes de ces « phares » sont voisines de la seconde. Celle du premier astre découvert était de 1,337 3 seconde. Cette découverte est d'ailleurs un peu due au hasard.

Nous savons que les étoiles scintillent : ce phénomène est provoqué par la turbulence des couches d'air de notre atmosphère. Au cours de leur trajet dans l'espace interstellaire, les rayons lumineux ne subissent pas de fluctuation, car l'espace est suffisamment vide pour qu'il n'y ait, dans le domaine visible, aucune interaction entre la matière et la lumière. Les théories électromagnétiques montrent que, pour les ondes hertziennes, les atomes résiduels sont assez nombreux pour qu'il y ait interaction ; si donc ces atomes sont animés de mouvements turbulents, on doit s'attendre à des fluctuations d'intensité pour les astres émettant des radiations hertziennes. Pour rechercher cette scintillation, A. Hewish enregistra le rayonnement de quelques radioétoiles. Il choisit pour cela, entre autres, une petite source située dans la constellation de Vulpecula. A son grand étonnement, il constata que cette source avait en général un rayonnement très faible mais que, exactement chaque 1,337 3 seconde, elle émettait un éclair d'assez grande énergie durant 4/100 de seconde.



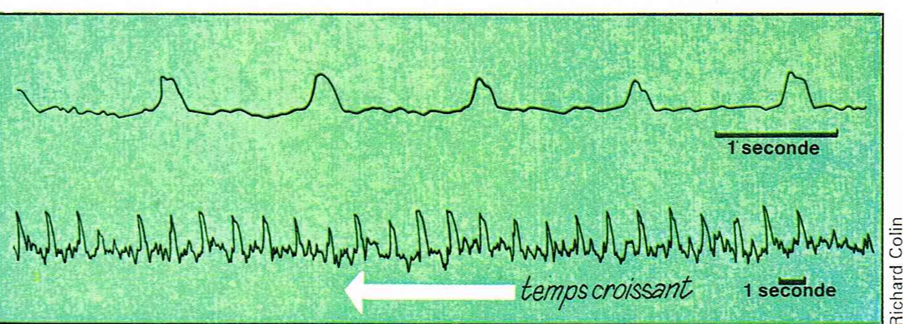
Richard Colin

▲ *Courbe de lumière de la* **supernova de type I** *dans la petite nébuleuse IC 4182 et dessins des courbes de lumière des* **supernovae de Kepler** *(OPH 1604) et de* **Tycho Brahé** *(B Cas en 1572) reconstitués par W. Baade d'après leurs cahiers d'observations.*

Ce résultat était si surprenant qu'A. Hewish commença par douter de ses observations. Il fit de nombreux contrôles et essais et ne publia ses résultats que trois mois après sa découverte.

Pourquoi ces doutes ? Une raison essentielle était la rapidité de la pulsation. Les astronomes sont habitués à des périodes de l'ordre de l'année et ne s'étonnent pas du milliard d'années. Des phénomènes ayant une période de l'ordre de la seconde ne peuvent être associés qu'à des astres à la fois très petits et très massifs, difficiles à imaginer. La découverte d'A. Hewish fut confirmée, dès sa publication, par d'autres astronomes qui découvrirent de nouveaux astres de ce type, auxquels on donna le nom de pulsars (contraction de pulsating stars). Actuellement, on en connaît une cinquantaine dont les périodes sont comprises entre 0,033 et 3,7 secondes.

▼ *Impulsions hertziennes du* **pulsar CP 0808** *avec deux échelles de temps ; la période est 1,292 23 s (d'après Radio Astronomical Observatory, University of Cambridge).*



Richard Colin

Quelle est la nature de ces pulsars ? Ces sources sont-elles proches ou lointaines ? Émettent-elles dans le domaine des ondes lumineuses ?

L'observation dans le domaine des ondes hertziennes permet une évaluation très grossière de leurs distances. La vitesse de propagation des ondes varie, d'ailleurs extrêmement peu, avec la fréquence des ondes hertziennes. On estime qu'il y a environ 1 électron par centimètre cube dans l'espace entre les étoiles ; les théories de la physique (théorie de Lorentz) permettent de calculer la vitesse de propagation dans ce plasma. L'observation montra effectivement un décalage des impulsions dans le temps avec la fréquence des ondes, et on a ainsi obtenu des estimations de distances qui placent les pulsars à des milliers d'années de lumière. Ils sont donc situés en dehors du système solaire, mais ils font partie de notre univers local, la Galaxie. D'autres études, notamment la reconnaissance de la raie de 21 cm de l'hydrogène en absorption, confirment ces résultats.

Les observations ultérieures montrèrent aussi que les phénomènes n'avaient pas la simplicité idéale qu'on leur avait attribuée. La nature des éclats pouvait varier au cours du temps, soit d'un éclair à l'autre, soit petit à petit ; entre les éclats principaux, on observe aussi des éclats secondaires. On constata également que la période de tous ces pulsars, que l'on regardait d'abord comme des étalons de temps, changeait, à vrai dire lentement, mais de façon nettement mesurable grâce aux techniques modernes des pendules atomiques. A cette variation lente se superposent de temps en temps de petits changements brusques de période.

Les théoriciens se passionnèrent pour ce problème et proposèrent d'abord d'identifier ces étoiles aux naines blanches. Mais il apparut rapidement que ces étoiles n'étaient pas assez petites ni assez denses pour tourner avec des périodes de quelques secondes. On pensa alors à des astres encore plus petits et plus massifs, et l'on se rappela que le physicien soviétique Landau avait prévu l'existence d'étoiles beaucoup plus condensées et formées seulement de neutrons, et que Zwicky avait proposé que ces astres fussent considérés comme les ultimes résidus des explosions des supernovae.

Naturellement, l'identification d'un des pulsars avec une étoile observable dans le domaine de l'optique constituerait un pas essentiel dans notre connaissance. De nombreux astronomes s'acharnèrent donc sur ce problème, on annonça même des résultats positifs, mais ils se révélèrent faux. Ces observations sont très difficiles parce que ni l'œil ni la plaque photographique ne permettent l'enregistrement de phénomènes si rapidement changeants. Des techniques photoélectriques très avancées et l'emploi d'ordinateurs permettent seuls d'aborder ce problème. Il fut résolu dans des conditions presque inespérées lorsqu'on s'aperçut qu'un pulsar, d'ailleurs de très courte période (de l'ordre de 1/30 de seconde), était situé dans la constellation du Taureau, au beau milieu de la nébuleuse du Crabe qui est le résidu de l'explosion de la supernova des chroniques chinoises.

En 1969, les astronomes de l'observatoire Steward, à Tucson (États-Unis), identifièrent optiquement le pulsar en appliquant une technique très ingénieuse de télévision. Ils imaginèrent de n'observer la nébuleuse que pendant de très courts intervalles de temps espacés exactement de 0,033 seconde, période du pulsar. En faisant cette observation à diverses phases, ils purent annoncer ce résultat magnifique : l'une des étoiles que Baade avait proposées comme résidu de l'explosion de 1054 émettait des éclats lumineux de même période que les éclats hertziens. Cela précisa un certain nombre de propriétés de ce pulsar : sa distance de 6 000 années de lumière était bien établie, et l'identification avec une étoile à neutrons était pratiquement sûre.

A côté des protons qui sont les noyaux des atomes d'hydrogène, et qui portent une charge positive, il existe des particules analogues mais non chargées, les neutrons. A cause de cette absence de charge, les neutrons ne se repoussent pas, et les théoriciens ont imaginé qu'il pouvait exister de gros agglomérats de neutrons extrêmement denses : les *étoiles à neutrons*.

La description de la nébuleuse du Crabe doit être complétée. En effet, l'observation en satellite a montré que cette nébuleuse est une source intense de radiations dans le domaine des rayons X. Plus récemment, on a pu montrer que ce rayonnement était aussi partiellement modulé avec la périodicité de 0,033 seconde.

En faisant la somme des connaissances actuellement acquises, les astronomes ont pu proposer des modèles du pulsar et de la supernova dont elle est le résidu. Certes, ces modèles sont encore imparfaits, il est même possible qu'ils soient faux sur certains points, mais nous pouvons néanmoins en décrire un.

On sait qu'à l'intérieur des étoiles les températures sont de l'ordre de 20 millions de degrés et que leur énergie est produite par des réactions nucléaires dont le processus le plus important est la réaction de transformation de l'hydrogène en hélium. Lorsque tout l'hydrogène est brûlé, cette réaction cesse.

Si l'étoile est petite, c'est-à-dire si elle a une masse inférieure à 2 fois la masse solaire, elle se condense en une naine blanche, petite étoile 10 000 fois moins lumineuse que le Soleil, mais très dense. Ceci sera probablement le sort ultime du Soleil.

Par contre, si l'étoile est plus grande, le phénomène de condensation ne peut pas avoir lieu, car la naine blanche formée aurait une masse trop grande pour être stable et, par conséquent, exploserait. Une grande partie de la masse de l'étoile est expulsée pour former une enveloppe qui s'étend avec des vitesses de quelques dizaines de milliers de kilomètres par seconde. Nous observons ces résidus sous la forme de nébulosités. La nébuleuse du Crabe, la belle Dentelle du Cygne et une nébuleuse dans Vela sont des résidus de ces explosions de supernovae. En même temps, une partie de l'étoile se condense en une étoile extrêmement petite qui n'occupe plus qu'un volume ayant une dizaine de kilomètres de diamètre. Il s'agit là d'un phénomène cataclysmique qui se manifeste par une très forte émission de rayonnement. Au moment de l'explosion, la supernova ainsi formée rayonne comme 10 milliards de Soleils.

Ces explosions, ainsi que l'étoile à neutrons formée, doivent obéir aux lois générales de la physique, mais la physique classique est une première approximation qui ne s'applique pas à la matière très condensée et aux champs magnétiques intenses. Seules les théories modernes de la Relativité peuvent décrire la matière sous cette forme. Ces lois sont assez compliquées à formuler, et nous ne pouvons indiquer ici que certains résultats.

Pendant la condensation, la rotation de l'étoile s'accélère considérablement : il y a conservation du moment cinétique. Cet effet est bien connu : lorsqu'un patineur veut accélérer sa rotation, il rapproche les bras de son corps, et immédiatement sa giration augmente, et la période de rotation diminue. Dans le cas de l'étoile à neutrons de la nébuleuse du Crabe, pour un diamètre de 10 km, la période de rotation résiduelle serait de 1 millième de seconde. En fait, la période résiduelle est de 3 centièmes de seconde, car une partie du moment de rotation est dissipée en même temps que la matière qui explose.

Le champ magnétique de l'étoile avant l'explosion doit être comparable au champ magnétique du Soleil, c'est-à-dire de l'ordre de 1 gauss. Les physiciens ont montré que, pendant cette contraction, le champ magnétique est aussi condensé. Ce phénomène est maintenant bien connu, et on dit couramment que, dans ces conditions, le champ magnétique est « gelé » dans la matière. Dans le cas de l'étoile à neutrons, le champ magnétique serait de l'ordre de 1 000 milliards de gauss. La masse volumique de la matière serait $5 \cdot 10^{14}$ g/cm^3, ou 500 millions de tonnes par centimètre cube. Cette matière est encore plus étrange que la matière dégénérée des naines blanches. Ces étoiles à neutrons sont des sortes de gros noyaux atomiques. Elles sont stables parce que les particules condensées ne sont plus électrisées mais neutres.

Les théoriciens se sont évidemment beaucoup occupés des conditions physiques du « monstre » que constitue, du point de vue de la physique classique, l'étoile à neutrons. Le champ magnétique « gelé » est entraîné dans la rotation de l'étoile, et nous avons affaire à une sorte de très grosse dynamo. Si, pour une raison quelconque, de la matière s'échappe de l'étoile, elle va être accélérée par cette machine électrique et repoussée de l'étoile centrale par le champ magnétique avec des vitesses approchant celle de la lumière. Ces électrons relativistes se répandent dans l'espace, rejoignent et réagissent sur la matière éjectée des milliers d'années plus tôt lors de

l'explosion de la nova. On peut ainsi aujourd'hui expliquer le rayonnement de la partie centrale de la nébuleuse et des filaments de la nébuleuse du Crabe.

Jusqu'à ces dernières années, on ne comprenait pas comment une étoile classique pouvait engendrer ces phénomènes. Le rayonnement émis dans ces conditions n'est pas un rayonnement thermique ordinaire, mais il est analogue à celui qu'on observe dans les synchrotrons, d'où l'appellation de *rayonnement synchrotron*. Un électron relativiste dont la vitesse est voisine de celle de la lumière, placé dans un champ magnétique, s'enroule autour des lignes de force de ce champ et émet des radiations dans tous les domaines spectraux depuis les rayons γ jusqu'aux ondes hertziennes. C'est un rayonnement de ce genre que l'on a observé dans la partie centrale de la nébuleuse du Crabe, et ce rayonnement est polarisé, comme l'indique la théorie. La partie pulsée du rayonnement n'est qu'une petite partie de l'énergie dissipée de façon permanente, et on l'évalue à 1/1 000 de l'énergie totale. Naturellement, les lois de la conservation de l'énergie s'appliquent, et la perte d'énergie du pulsar doit se traduire par un ralentissement de son mouvement et, par conséquent, par l'augmentation de sa période. On pense qu'à sa naissance, le pulsar du Crabe avait une période de l'ordre du centième de seconde. Actuellement, la valeur en est 0,033 seconde, et le taux de croissance de cette période est de 1,3 centième en 1 000 ans. Dans 100 000 ans, sa période pourrait dépasser la seconde. Ce résultat est intéressant, car la supernova du Crabe est une des plus récentes de notre Galaxie, et cela explique que sa période soit aussi la plus courte.

Il est évident que de nombreux détails doivent être précisés ou mieux définis. Ainsi on ne comprend pas pourquoi nous n'observons pas de pulsars avec des périodes supérieures à 3,7 secondes.

L'explication des éclats eux-mêmes n'est pas facile. On a proposé le modèle suivant : la lumière et les radiations magnétiques s'échappent plus facilement dans la direction des pôles magnétiques. Si l'axe de rotation et l'axe magnétique ne sont pas confondus, comme c'est aussi le cas pour la Terre, l'étoile est une sorte de phare dont le faisceau balaye le ciel avec la période du pulsar, et ses éclats ne sont observables que si l'observateur est dans la zone balayée. C'est le cas de l'observateur terrestre pour la nébuleuse du Crabe. En fait, nous observons aussi une impulsion secondaire qui est probablement due au deuxième pôle. Quelquefois, on propose de compliquer ce modèle simple de dipôle magnétique par l'existence de taches sur le pulsar. Un pulsar n'est donc observable que dans une partie de l'espace. En se fondant sur le modèle du Crabe, on a montré que seulement un pulsar sur trente est observable depuis la Terre. Les autres, tout en existant, ne nous éclairent pas. On peut ainsi expliquer l'absence de pulsar dans certains résidus de supernovae.

On comprend mal les petits sauts brusques de période qui semblent certains. Des théoriciens ont proposé l'explication suivante : les étoiles à neutrons sont entourées d'une croûte comparable à la croûte terrestre. Cette couche est très mince mais très dense et très rigide. Lorsque la période augmente, elle subit des réarrangements qui se traduisent par des sortes de « tremblements d'étoile ». Le moment d'inertie de l'étoile se modifie aussi, et cela entraîne un changement de la période à cause du principe de la conservation du moment de rotation.

Nous avons décrit le pulsar de la nébuleuse du Crabe en détail, parce qu'il est l'astre le mieux connu. Son observation détaillée a été réalisée depuis le début du siècle. C'est la plus forte source radio de notre Galaxie; c'est l'étoile à rayons X la plus intense. Nous connaissons son spectre, son âge, sa distance et la polarisation de son rayonnement. La nébuleuse du Crabe avec son pulsar est un vrai présent céleste fait aux astronomes et aux physiciens.

Il est probable que les autres pulsars sont aussi intéressants du point de vue physique, mais nous sommes mal situés par rapport à eux, à la fois dans l'espace et dans le temps. Ces pulsars, au nombre d'une cinquantaine, sont surtout concentrés vers le plan de la Voie Lactée, ce qui confirme leur appartenance à notre système. Les étoiles bleues dont ils résultent probablement ont aussi la même répartition.

La découverte des pulsars faite en 1967 et annoncée en 1968 et les nombreux résultats très rapidement accumulés dans les quatre années suivantes, constituent une révolution non seulement pour l'astronomie mais pour la physique. Les théoriciens doivent approfondir et perfectionner leurs théories pour comprendre un ensemble de phénomènes relatifs à cette matière extrêmement condensée, placée dans les champs magnétiques eux-mêmes extraordinaires. C'est une matière que nous pouvons encore difficilement imaginer. Cette découverte est une nouvelle étape dans la connaissance humaine de ces phénomènes. Ces résultats justifient les efforts considérables que de nombreux pays font pour l'observation du ciel.

Les amas stellaires

Dans quelques régions du ciel, les étoiles sont groupées en si grand nombre que leur accumulation ne peut pas être due au hasard. Ces ensembles portent le nom d'*amas stellaires*. Un amas bien connu est l'amas des Pléiades dont les étoiles les plus brillantes sont visibles à l'œil nu. On parlait de 7 étoiles mais, même à l'œil nu, on en compte 9 ou 10, et avec une petite lunette des dizaines.

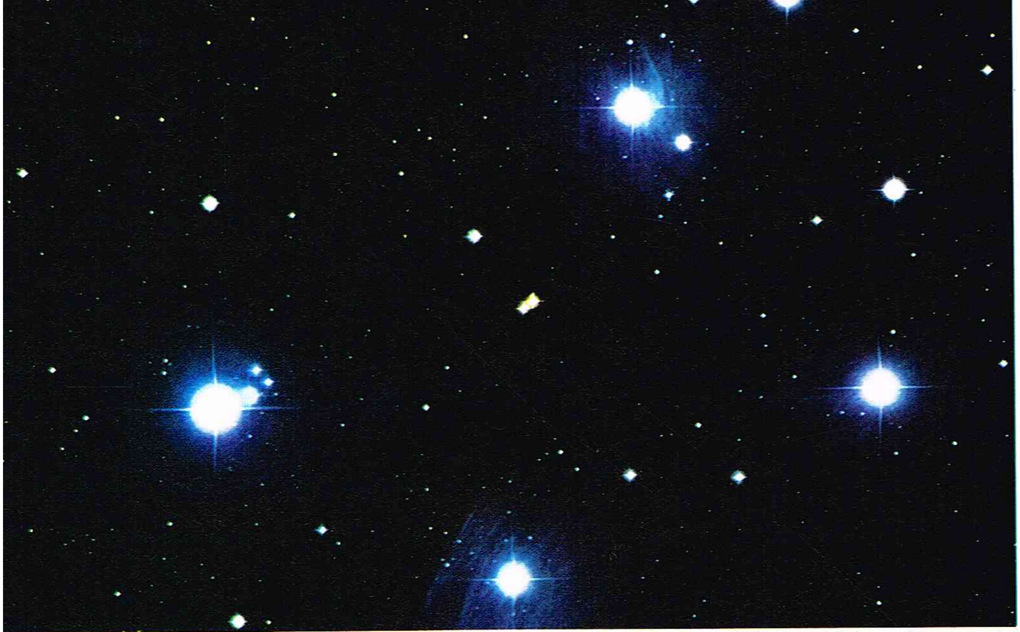
Deux amas visibles à l'œil nu, mais sans qu'on puisse séparer les étoiles à l'œil, sont situés dans la constellation de Persée; on les désigne par les noms de h Per et χ Per. L'examen attentif et surtout la photographie ont permis de découvrir des centaines d'amas de ce type. Ils comportent de nombreuses étoiles mais la concentration n'est pas très forte; on les nomme *amas ouverts* pour les distinguer d'un autre type composé par des milliers d'étoiles groupées en globules, d'où leur nom d'*amas globulaires*. Ceux-ci se distinguent des premiers par de nombreux caractères, et nous les étudierons à part.

Les amas ouverts

Donnons quelques renseignements sur un amas typique : celui des Pléiades. L'étoile la plus brillante est Alcyone, de magnitude 2,9 et de type spectral B8; la plus bleue est Électra, de type B5; elle est un peu plus faible (magnitude 3,8). Dans l'ensemble du champ autour de ces étoiles, on peut photographier des milliers d'étoiles. Naturellement, toutes ne font pas partie de l'amas. Pour faire le tri, on mesure les mouvements des étoiles par la comparaison de clichés anciens, et éventuellement on mesure aussi les vitesses radiales. Seules sont retenues comme membres probables les étoiles qui ont le même mouvement. Une étude de 3 000 étoiles a permis de n'en retenir que 291 dont 190 sont situées à moins de 1° du centre de l'amas.

▼ *Les deux* amas h et χ Per, *situés dans la constellation de Persée sont visibles à l'œil nu comme deux taches laiteuses. Ils contiennent de nombreuses étoiles bleues ainsi que des supergéantes rouges. Ils ont environ 50 années de lumière de diamètre et sont situés à 2,3 kiloparsecs de distance (7 500 années de lumière). Chaque amas contient environ 300 étoiles photographiables.*


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence



Mount Wilson and Palomar Observatories

▲ **Amas ouvert** *des Pléiades dans la constellation du Taureau (California Institute of Technology).*

▼ *Région centrale de la grande nébuleuse d'Orion (NGC 1976 = M42), qui est l'exemple d'une nébuleuse gazeuse liée à une association stellaire; la lumière de la nébuleuse est provoquée par le rayonnement d'étoiles situées à l'intérieur de l'amas, notamment par l'étoile sextuple θ Ori (California Institute of Technology).*

On pense que l'amas est formé d'au moins 400 étoiles qui sont contenues à l'intérieur d'une sphère de 4 parsecs (ou 12 années de lumière) de diamètre. La distance moyenne entre les étoiles est de 0,4 parsec (ou 1,2 année de lumière). La densité stellaire est 100 fois plus forte que dans le voisinage solaire. Mais la distance entre les étoiles reste considérable : si une étoile était représentée par une balle de tennis, l'étoile la plus proche serait située à 500 km. Ces étoiles ne sont pas réunies au hasard. On constate une relation précise entre leurs températures et leurs éclats. On sait que l'on peut représenter cette relation par le diagramme de Russell-Hertzsprung, où l'on porte le type spectral en abscisse et la magnitude en ordonnée. Les étoiles se placent dans une partie plus restreinte du plan que pour des étoiles quelconques. Dans le cas des Pléiades, toutes les étoiles se placent sur la diagonale des étoiles de la série principale, sauf deux ou trois étoiles qui sont des naines blanches.

On est amené à penser que toutes ces étoiles ont été formées simultanément. La comparaison entre les diagrammes de divers amas montre des différences marquées. Ainsi, si les Pléiades ne comprennent pas d'étoiles très bleues, ni d'étoiles géantes rouges, il en est tout à fait autrement pour les amas de Persée, qui sont riches en étoiles bleues et contiennent quelques étoiles géantes rouges.

Mount Wilson and Palomar Observatories



Les astrophysiciens théoriciens peuvent expliquer cette différence par l'évolution des amas. Il n'est pas possible de donner des explications détaillées sur ce fait. Mais on montre que les étoiles se forment par condensation à partir des molécules et des grains de poussières du milieu interstellaire. Lorsque la masse condensée est importante, des réactions nucléaires puissantes se déclenchent au centre des étoiles les plus grosses qui sont très brillantes et très chaudes (c'est-à-dire bleues), mais elles perdent beaucoup d'énergie et, de ce fait, évoluent rapidement. Un amas vieux n'en contiendra plus. C'est le cas des Pléiades dont l'âge est estimé à 60 millions d'années, alors que les amas de Persée n'ont qu'un âge de 10 millions d'années. L'amas le plus vieux que nous connaissions est l'amas M67 dont l'âge est estimé à 4 milliards d'années. Les amas globulaires sont encore plus âgés.

Le nombre d'amas connus est de l'ordre de 800. Ils sont tous rapprochés du Soleil, mais cela est dû au fait qu'il est difficile de reconnaître les amas lointains. On pense que notre Galaxie en contient plus de 20 000. Tous ces amas sont situés près du plan de la Voie Lactée, et ils forment un système très plat, lié aux bras de la Galaxie. Ils sont souvent associés aux poussières et atomes interstellaires à partir desquels les étoiles se sont formées. Signalons que, dans de nombreux amas, on a pu constater la présence d'étoiles doubles et de naines blanches.

On constate qu'en plus des amas proprement dits, il existe des groupes d'*étoiles associées* qui, souvent, entourent les amas. On reconnaît ainsi les associations O, ainsi nommées parce qu'elles contiennent des dizaines d'étoiles jeunes de type O ; elles sont souvent localisées dans les bras de la Galaxie et sont quelquefois des extensions d'amas classiques.

Les *courants stellaires* sont des groupes d'étoiles se déplaçant sur des trajectoires parallèles avec des vitesses égales; mais, à l'inverse des amas, ces groupes sont répartis sur de grandes surfaces du ciel. Les étoiles d'un courant peuvent d'ailleurs être utilisées pour la mesure des distances stellaires.

Les amas globulaires

L'observation d'un amas globulaire à l'aide d'un grand télescope ou simplement l'examen d'une photographie montrent un aspect magnifique. Des milliers d'étoiles peuvent y être reconnues, et les plus brillantes sont nettement rouges. Dans l'hémisphère Nord, les plus beaux amas sont ceux d'Hercule (M13) et celui des Chiens de Chasse (M3). Dans l'hémisphère Sud, ω Cen est visible à l'œil nu comme une petite tache laiteuse, et, avec des jumelles, on observe des étoiles sur une surface de 15' de diamètre. Ces amas sont en général sphériques, bien que certains montrent un petit aplatissement. Le nombre d'étoiles qu'on peut observer dépend essentiellement de la puissance de l'instrument. Avec un télescope de 2 m de diamètre, on en observera quelques milliers; mais l'examen de photographies et des calculs d'éclat montrent qu'un amas contient un nombre d'étoiles de l'ordre de 100 000 à 10 millions. Ces astres sont donc très différents des amas ouverts. La mesure des couleurs des étoiles montre l'absence quasi totale d'étoiles bleues et la présence de nombreuses étoiles rouges. Le diagramme de Russell-Hertzsprung a un aspect très différent de celui des étoiles du voisinage solaire. On a introduit, il y a quelques dizaines d'années, la notion de *population*, les étoiles du voisinage solaire étant de *population I* et celles des amas globulaires de *population II*. Nous savons aujourd'hui que cette distinction est réelle mais qu'elle s'explique par le fait que les étoiles de population II sont des étoiles très vieilles qui ont épuisé une grande partie de leur combustible hydrogène. On a pu calculer que l'âge des amas globulaires est de l'ordre de 10 milliards d'années et démontrer que les étoiles bleues qui ont pu exister au début se sont toutes transformées en étoiles rouges. Ces amas ne contiennent pas de matière interstellaire.

Les amas globulaires ont des diamètres compris entre 10 et 20 parsecs (30 et 60 années de lumière) et des masses de l'ordre de 200 000 Soleils. On peut montrer que la moitié de la lumière d'un amas globulaire provient des étoiles brillantes rouges qui ne représentent que 5/1 000 de sa masse alors que les étoiles faibles, très nombreuses, représentent les 2/3 de sa masse mais ne contribuent que pour 1/10 000 à sa luminosité. Malgré

les apparences, la distance moyenne des étoiles au centre de l'amas est assez grande. On compte qu'il y a 50 étoiles dans un cube de 1 parsec de côté (ou 3,3 années de lumière), de sorte que la distance entre les étoiles est de l'ordre de 50 000 unités astronomiques. Cet espace est donc relativement vide, et, comme il n'y a pas de poussières, il est possible de reconnaître des galaxies lointaines à travers les amas globulaires.

On a reconnu, dans de nombreux amas, des étoiles variables et particulièrement des étoiles pulsantes, du type RR Lyrae. Dans l'amas des Chiens de Chasse (M3), on en a reconnu 187; d'autres sont peu riches : ainsi l'amas d'Hercule n'en contient pas. Ces étoiles servent à déterminer la distance des amas globulaires; en leur absence, on utilise des méthodes indirectes.

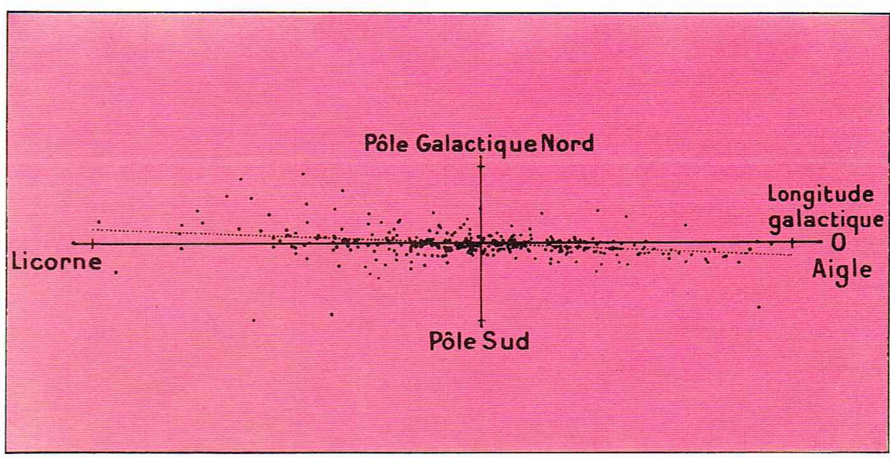
On connaît environ 120 amas globulaires, et leur nombre total doit être de l'ordre de 500, car de nombreux amas sont cachés par les phénomènes d'absorption dans la Voie Lactée.

Les distances des amas globulaires sont en général assez grandes : 8 000 parsecs ou 25 000 années de lumière pour l'amas d'Hercule, et même 200 000 années de lumière pour le plus lointain, un petit amas globulaire situé dans le Cocher.

A l'inverse des amas ouverts qui sont concentrés vers le plan de la Voie Lactée, les amas globulaires forment un système presque sphérique dont le centre est confondu avec le centre de notre Galaxie. C'est d'ailleurs grâce à cette répartition que l'on a pu reconnaître pour la première fois la position de ce centre qui est situé à 30 000 années de lumière du Soleil dans la direction du Sagittaire. Tout le système a un diamètre de l'ordre de 100 000 années de lumière et forme le *halo galactique*. La concentration des amas globulaires est importante vers le centre de la Galaxie, mais il en existe aussi, loin du centre et loin du plan de la Voie Lactée. Il a été possible de reconnaître des amas globulaires dans la nébuleuse d'Andromède et dans les Nuages de Magellan, mais il est alors difficile de résoudre les amas en étoiles.

Les nébuleuses gazeuses et l'espace interstellaire

L'observation visuelle et surtout la photographie nous révèlent un certain nombre d'astres diffus, de structure plus ou moins compliquée, et que l'on nomme des *nébuleuses*.



Ch. Fehrenbach

▲ ***Répartition des amas ouverts dans la Galaxie. Ce graphique montre que les amas sont situés tout près du plan de la Voie Lactée.***

On les classe en deux grandes catégories. Les *nébuleuses* qui ont souvent une *structure spirale ou elliptique* et sont toujours situées loin du plan de la Voie Lactée; ces astres sont les galaxies, que l'on peut souvent résoudre en étoiles. Nous les étudierons dans un chapitre spécial. Nous allons ici nous intéresser à des *nébuleuses à structure diffuse* (filaments ou taches), qui sont souvent situées près de la Voie Lactée. Ces astres font partie de notre système local, la Galaxie.

Ces nébuleuses sont de plusieurs types; c'est l'étude de leur lumière par le spectrographe qui permet de les classer en *nébuleuses gazeuses à émission, nébuleuses diffuses* ayant des spectres analogues à ceux des étoiles et *nébuleuses obscures*.

Les nébuleuses gazeuses

Les *nébuleuses gazeuses* proprement dites donnent des spectres de raies tout à fait analogues à ceux des tubes fluorescents à hélium, hydrogène, etc. La nature gazeuse de ces astres ne fait pas de doute.

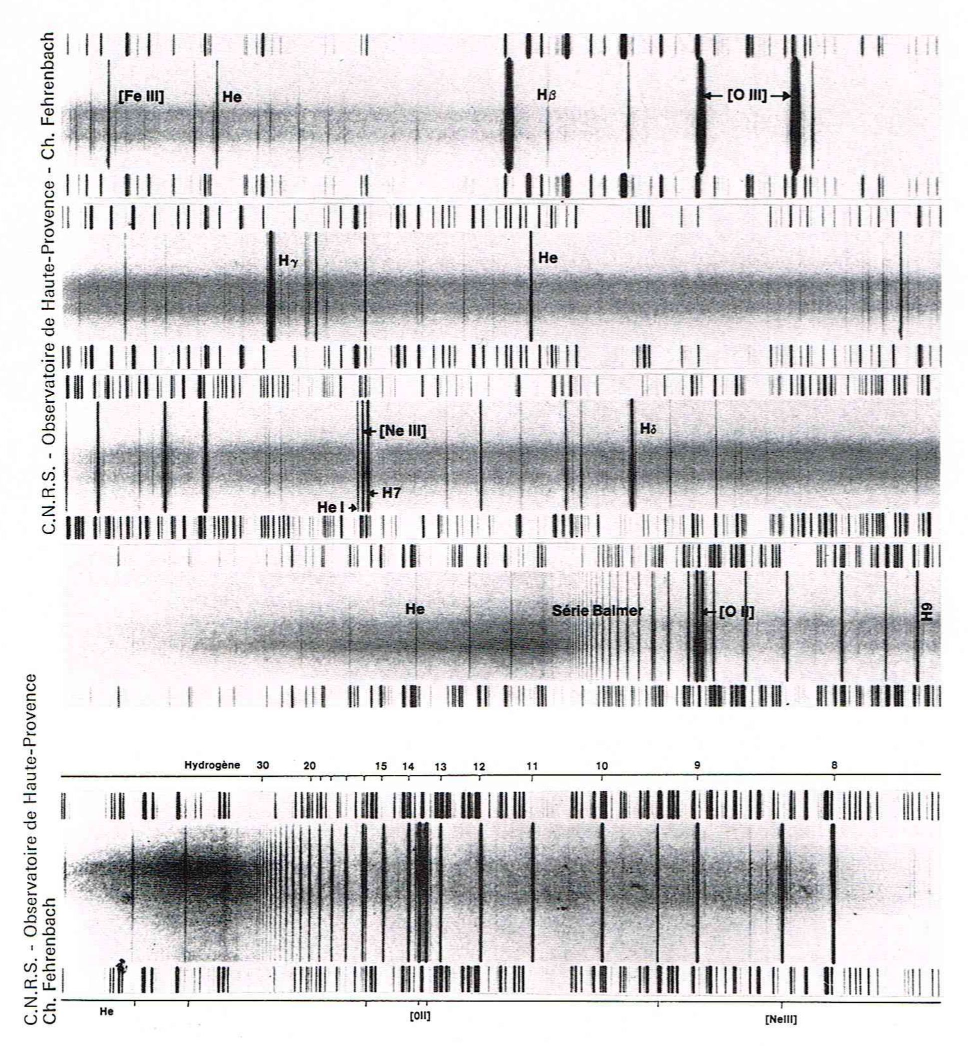
Une des plus remarquables est la nébuleuse d'Orion qui est située en dessous du Baudrier d'Orion (sa position est $\alpha = 5$ h 35 mn, $\delta = -5°$). C'est déjà un très bel objet lorsqu'on l'observe avec une jumelle; il a d'ailleurs été découvert au début du XVII[e] siècle à Aix-en-Provence par N. Peiresc. Cette nébuleuse s'étend sur plus de 1° et

C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

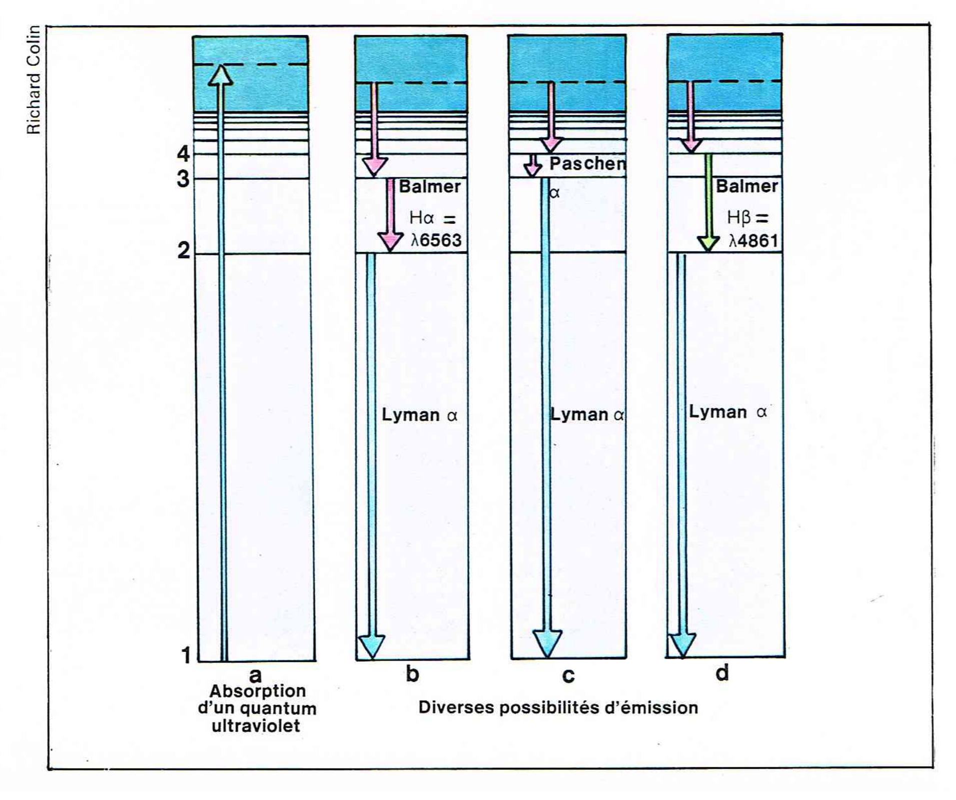
C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence



▼ ***A gauche, amas d'Hercule (M 13) : la photographie, avec une durée de pose de 90 minutes, de cet amas globulaire montre les parties externes. Masse de l'amas : 200 000 Soleils; distance : 8 kiloparsecs (25 000 années de lumière). A droite, le même amas globulaire d'Hercule, moins exposé pour montrer la partie centrale.***



▲ *En haut, spectre de la partie centrale de la nébuleuse d'Orion montrant les nombreuses raies d'émission.*
En haut, à droite, les deux raies intenses sont les raies nébulaires 5 007 et 4 969 Å dues à l'oxygène ionisé [O III], la raie suivante est Hβ (4861).
Ci-dessus, spectre de la nébuleuse d'Orion : les nombres indiqués pour les raies de l'hydrogène sont ceux qui correspondent au numéro du niveau initial; le niveau final est toujours 2. (Voir le schéma des niveaux ci-dessous.) Nous indiquons aussi les atomes responsables d'autres raies.
▼ *Schéma des transitions de l'hydrogène qui permet d'expliquer tout le spectre de cet atome dans les nébuleuses gazeuses.*



a une couleur bleuâtre très typique. La photographie y montre de nombreuses étoiles et notamment une étoile sextuple θ Orion, qui est située dans sa partie la plus lumineuse. L'ensemble a l'aspect d'un grand oiseau à ailes déployées, avec de nombreuses structures lumineuses, mais aussi des régions obscures.

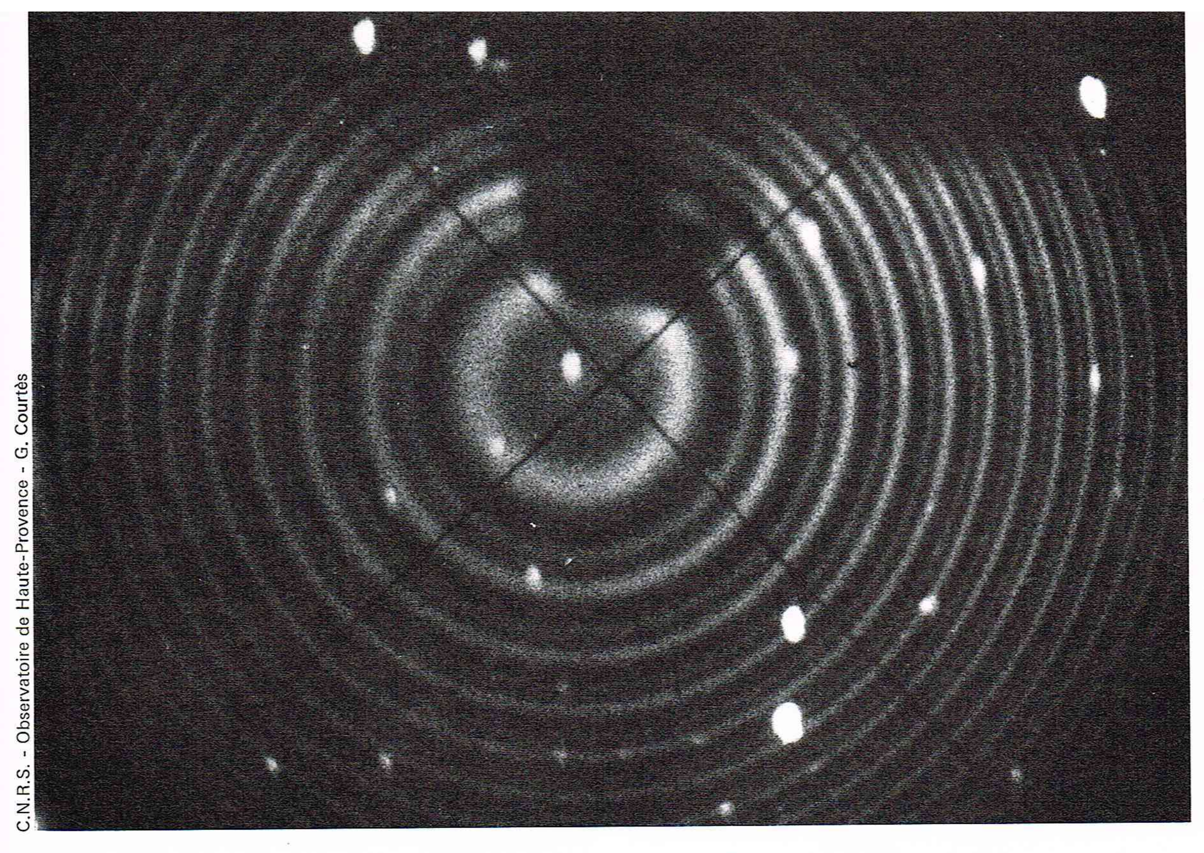
L'analyse de son spectre a donné un nombre considérable de renseignements sur la nature de la matière nébulaire. L'identification de certaines raies a posé des problèmes ardus qui ont été résolus seulement vers 1930. On a pu identifier, dans la seconde moitié du XIXe siècle, les éléments suivants : l'hydrogène, puis l'hélium, le carbone, l'azote, l'oxygène, le néon ainsi que le magnésium et le silicium pour ne parler que des principaux. Ces atomes sont plus ou moins ionisés, ce qui montre que le milieu est fortement agité en raison de sa température. Les raies ainsi identifiées sont normalement observées dans les sources de laboratoire mais un certain nombre de raies, les plus intenses, situées dans le bleu-vert (ce qui explique la couleur de la nébuleuse), ne sont observées dans aucune source terrestre. Ces raies ont d'abord suggéré l'existence d'un nouvel élément, le *« nébulium »*, dont on a essayé de découvrir les propriétés. Mais les progrès accomplis dans l'étude des atomes ne permettaient pas de prévoir un tel atome : toutes les cases de la classification périodique de Mendeleïev étaient occupées. C'est I. Bowen, plus tard directeur de l'Observatoire du mont Palomar, qui a identifié ces raies. Les deux raies situées à 4 959 et 5 007 Å sont dues à l'atome d'oxygène doublement ionisé; d'autres raies sont dues à l'azote, au néon, etc. Ces raies inobservables au laboratoire sont dites *raies interdites*.

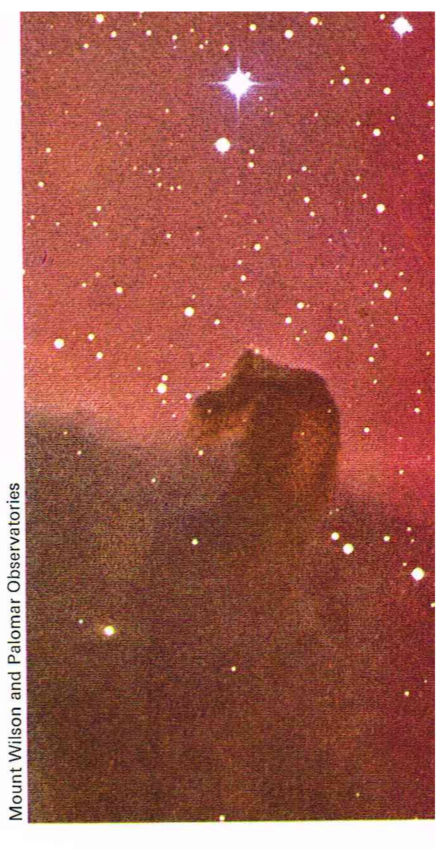
Le mécanisme d'excitation des atomes et d'émission des raies est maintenant bien connu. Sans entrer dans les détails, indiquons que tous les phénomènes d'émission sont provoqués par l'étoile multiple θ Orion. Cet ensemble est constitué par des étoiles de type spectral O émettant un fort rayonnement ultraviolet. Celui dont la longueur d'onde est plus petite que 900 Å est assez énergétique pour arracher l'électron qui gravite normalement autour de l'atome d'hydrogène. Ce phénomène est l'*ionisation*. La matière se transforme en un plasma contenant des protons et des électrons. Certains de ces électrons sont recapturés par les protons, pour reformer des atomes d'hydrogène. Chaque atome ainsi formé est plus ou moins excité; mais il se désexcite spontanément en passant successivement à des états d'énergie plus petits. A chaque passage correspond l'émission d'une raie. Normalement, les états électroniques des atomes sont si instables que le phénomène de désexcitation se fait dans des temps qui se mesurent en microsecondes. Les mécanismes d'émission sont les mêmes pour les autres atomes : He, O, etc.

En plus de ces *états normaux* (l'état fondamental d'énergie minimale stable et les états excités très instables), certains atomes possèdent des configurations électroniques presque stables; on dit *métastables*. Un atome dans cet état a une durée de vie qui peut se chiffrer par une grande fraction de la seconde et quelquefois par des durées encore supérieures. Le passage d'une telle configuration à l'état fondamental ne se fait donc qu'après un temps relativement long. En fait, au laboratoire, bien avant ce passage spontané, l'atome subit des chocs d'autres atomes, et l'émission spontanée ne peut avoir lieu. Les transitions, dites « interdites », à partir d'états métastables ne sont donc possibles que dans un vide très poussé, où les chocs sont très rares, de sorte que l'émission spontanée a le temps de se faire.

L'étude de ces nébuleuses montre qu'en plus de ces atomes isolés, elles contiennent des molécules et des poussières. Les parties obscures des nébuleuses gazeuses s'expliquent par l'absorption de la lumière par des particules de poussière. Ces particules sont très petites; on estime leur diamètre à 1/10 000 mm, ce qui explique le fait qu'elles absorbent plus fortement la lumière bleue que la lumière rouge. Ces particules associées aux nébuleuses gazeuses peuvent d'ailleurs se trouver loin d'étoiles excitatrices; on n'aperçoit alors que l'effet d'absorption sur les étoiles situées derrière elles, et on parle de *nébuleuses d'absorption*.

On a de plus mis en évidence de nombreuses molécules. Les astronomes opticiens avaient, dès 1931, détecté la présence des molécules simples CN et CH, mais un


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence - G. Courtès


Mount Wilson and Palomar Observatories

▲ ***A gauche, un interféromètre de Fabry-Perot, disposé devant un télescope, permet de détecter les raies de l'hydrogène qui donnent des anneaux d'interférence. Ici une partie du cliché dans la nébuleuse de la Tête de Cheval. A droite, la nébuleuse de la Tête de Cheval, dans la constellation d'Orion, est un remarquable exemple de nébuleuse obscure associée à des nébulosités d'émission (California Institute of Technology).***

grand progrès a été accompli, depuis une dizaine d'années, par les radioastronomes qui ont détecté plus de 25 molécules différentes.

La radioastronomie s'est révélée comme une méthode extrêmement puissante pour l'exploration des nébuleuses gazeuses, même lorsqu'elles sont peu denses. Le plasma constitué par le milieu gazeux émet des radiations du domaine des ondes hertziennes qui sont dues au freinage des électrons dans ce milieu. On observe aussi, depuis quelques années, des transitions discrètes tout à fait analogues aux raies optiques des atomes. La radiation la plus importante est une raie interdite de l'hydrogène neutre. Dans son niveau fondamental, où l'orbite de l'électron autour du proton est la plus petite, l'atome d'hydrogène existe sous deux formes. Sans entrer dans le détail, indiquons que ces deux états correspondent aux deux cas où la rotation du noyau et celle de l'électron (spin en anglais) sont parallèles et antiparallèles. Ces niveaux sont très voisins et le niveau supérieur est presque stable : sa durée de vie se chiffre en années. La transition correspond à une raie de 21 cm de longueur d'onde qui a été prédite par Van de Hulst en 1941 et observée dès 1945. Cette raie a été l'outil par excellence pour étudier notre Voie Lactée. Nous verrons que cette raie a permis d'explorer notre système jusqu'à ses confins. Pour cette raison, des moyens très importants ont été créés par de nombreux pays, et ces instruments ont permis de mettre en évidence d'autres radiations, notamment des raies de longueur d'onde de 18 cm. Ces émissions sont expliquées par des raies de la molécule d'oxhydryle OH.

On connaît aujourd'hui plus de 600 sources contenant cette molécule; une des plus importantes est la nébuleuse d'Orion. Devant ces résultats, une équipe, dirigée par Townes, prix Nobel de physique pour l'invention du maser, s'attaqua au problème des molécules dans l'espace. Il calcula les longueurs d'onde des raies qui pouvaient être émises ou absorbées par les molécules formées par des combinaisons des atomes H, C, N, O et S. Il tenta de les observer. La récolte fut magnifique : d'abord la molécule CO, puis celle d'aldéhyde formique furent détectées, puis une quinzaine d'autres molécules comme l'alcool méthylique, l'acide cyanhydrique, l'eau, l'ammoniac, ensuite des molécules plus complexes comme la formamide H_2NCOH (en 1971), et enfin des molécules sans hydrogène ou sans carbone, comme CS, SiO, SH_2. La molécule d'hydrogène H_2 ne fut découverte qu'en 1970 à l'aide du satellite OAO-2. Actuellement, plus de 25 molécules sont connues.

Avant de revenir sur l'interaction si importante entre les étoiles et les nébuleuses gazeuses, décrivons rapidement l'ensemble des nébuleuses gazeuses.

Ces nébuleuses sont très nombreuses : à côté de très grandes, comme celle d'Orion ou celle qui entoure l'étoile η Carinae, il y en a de très petites. Le mécanisme d'excitation par les étoiles chaudes associées explique l'émission de la plupart de ces nébuleuses, mais quelques autres doivent être regardées comme les résidus d'explosion de novae et de supernovae. Nous les avons déjà décrites.

Toutes les nébuleuses gazeuses sont situées près du plan de la Voie Lactée. Elles sont si nombreuses que, par endroits, elles sont contiguës, et des photographies, faites avec la lumière de l'hydrogène, montrent la structure générale de la Voie Lactée. Nous savons aujourd'hui que ce sont ces nébuleuses qui dessinent avec les étoiles jeunes les bras de notre Galaxie. Ces nébuleuses correspondent à des régions où la densité en matière est assez grande; en fait, tout l'espace entre les étoiles contient des atomes, des molécules et des grains de poussières, mais la densité y est plus faible, et surtout le mécanisme d'émission n'a pas lieu lorsqu'il n'y a pas d'étoiles très chaudes.

Donnons pour terminer une description plus détaillée de la nébuleuse d'Orion. Autour de l'étoile sextuple θ Orion, existe une région où l'hydrogène est ionisé et où nous observons la nébuleuse optique dont le diamètre est de l'ordre de 20 années de lumière. Autour de cette région, existe une vaste sphère d'hydrogène neutre dont la masse est estimée à 100 masses solaires. Le diamètre de cette source est de 40 années de lumière. Les molécules d'oxyde de carbone (CO) ne sont observables que dans une sphère de 30 années de lumière de diamètre. Dans la nébuleuse, on observe un certain nombre de sources infrarouges entourées des molécules plus ou moins complexes que nous avons décrites. On estime la masse totale de la nébuleuse, y compris les grains de poussières, à 1 000 masses solaires. Dans la partie centrale, on estime le nombre d'atomes à 600/cm^3. Nous verrons que, dans l'espace interstellaire normal, ce nombre n'est que de 1.

On pense que les étoiles se forment à partir de la matière interstellaire qui se condense. Un mécanisme possible est que les atomes et les molécules, qui se heurtent avec les grains de matière, s'y agglutinent. Dans les régions denses, les grains de plus en plus gros s'attirent entre eux, l'ensemble se condense, et l'énergie de gravitation échauffe l'ensemble pour former une *proto-étoile*. Celle-ci s'échauffe de plus en plus jusqu'au moment où la température est suffisante pour déclencher la réaction de fusion $4H \rightarrow He$: c'est la naissance d'une *vraie étoile*.

Nous avons vu que le mécanisme inverse se passe lorsque l'étoile explose. De plus, nous connaissons des étoiles qui émettent continuellement de la matière. Ces étoiles sont entourées d'enveloppes. On en connaît de nombreux types : les plus froides sont des étoiles B à enveloppes qui présentent des raies d'émission dans



Mount Wilson and Palomar Observatories

leur spectre. Les étoiles de Wolf-Rayet, qui sont des étoiles très chaudes, émettent de la matière ionisée. Leurs nébulosités sont très peu étendues, et on ne peut les photographier, mais elles se manifestent par leurs spectres qui sont typiques et présentent des raies d'émission très larges.

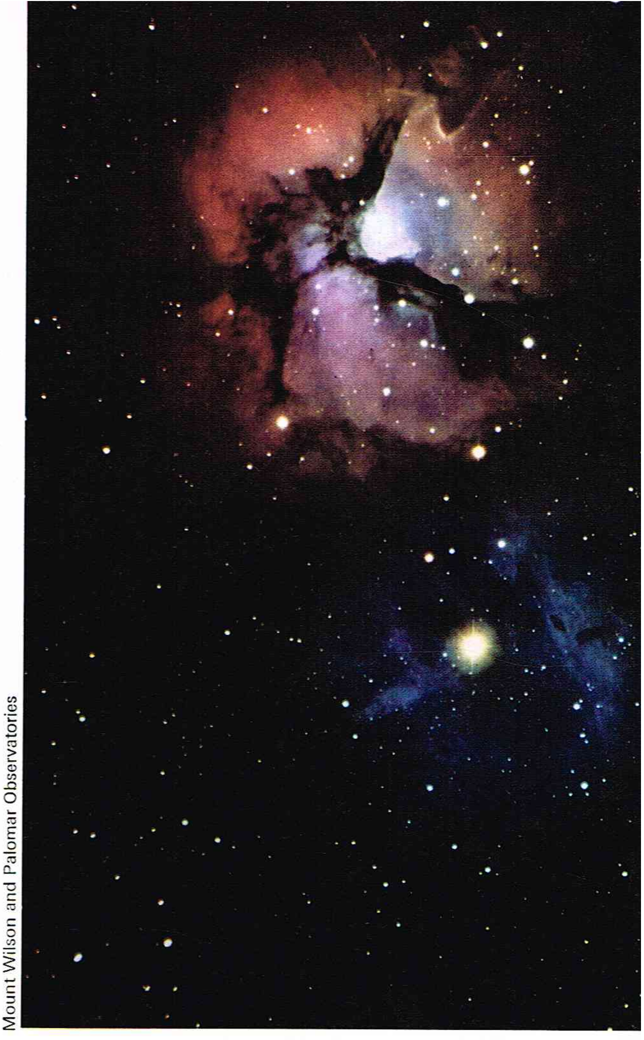
Les nébuleuses planétaires

Des astres beaucoup plus voisins des nébuleuses gazeuses sont les *nébuleuses planétaires*, ainsi nommées à cause de leur aspect. Elles présentent souvent de petits disques qui les font ressembler à des planètes comme Uranus ou Neptune. Elles n'ont aucune relation avec les planètes. Ces petites nébuleuses ne sont pas toutes rondes, certaines ont des structures très curieuses, en anneaux ou en diabolo. On y distingue toujours une étoile centrale chaude, souvent de type O ou B, quelquefois de Wolf-Rayet. On connaît plusieurs centaines de ces nébuleuses; leurs spectres ne sont pas très différents de ceux des nébuleuses diffuses. Mais à cause du grand voisinage de l'étoile, la température de la matière est très élevée et la densité en électrons très forte.

Tout amateur d'astronomie connaît la belle nébuleuse annulaire de la Lyre dont le diamètre apparent est de 72'', ce qui correspond à un diamètre réel de 0,5 année de lumière. La nébuleuse, dite du Hibou à cause de son aspect, a un diamètre apparent 3 fois plus grand et une dimension réelle de 1,5 année de lumière.

Les premières nébuleuses ont été reconnues à l'œil, et le catalogue de Messier en contient un certain nombre : parmi elles, la belle nébuleuse annulaire de la Lyre (M57), celle du Diabolo (Dumbbell [M27]), située dans le Petit Renard (Vulpecula), qui est avec Hélix une des plus étendues que nous connaissions : elle a plus de 14' de diamètre.

Les grands télescopes et surtout la photographie ont permis d'allonger cette liste ; des recherches systématiques ont été faites par la photographie en isolant avec un filtre les raies d'émission nébulaires; dans ces conditions, les astres qui présentent cette émission ressortent sur les clichés. Actuellement, le catalogue de Perek et Kohoutek (1964) contient 1 036 objets, mais il est certain que le nombre des nébuleuses planétaires de notre Galaxie est beaucoup plus grand, de nombreuses nébuleuses étant cachées par des nuages absorbants; on estime leur nombre réel à 50 000.



Mount Wilson and Palomar Observatories



▲ *En haut, à gauche, la nébuleuse gazeuse dans la constellation du Bouclier (Scutum) [NGC 6611 = M16], exemple de nébuleuse diffuse associée à des groupes d'étoiles brillantes.*
A droite, nébuleuse Trifide de la constellation du Sagittaire (NGC 6514 = M20), magnifique exemple d'association de nébulosités obscures et lumineuses (California Institute of Technology).

▲ *Ci-dessus, la nébuleuse annulaire de la Lyre (NGC 6720 = M57) exemple typique de nébuleuse planétaire, photographiée au télescope de 1,93 m de l'Observatoire de Haute-Provence.*

Ces nébuleuses ne sont pas uniformément réparties sur le ciel; elles montrent une forte concentration vers le plan de la Voie Lactée et, dans celui-ci, vers le centre de notre système dans le Sagittaire. Mais la concentration n'est pas aussi grande que celle des étoiles O et B ou des nébuleuses gazeuses. Il s'agit d'une population de disque intermédiaire. Une zone d'absence dans une certaine région du Sagittaire est expliquée par l'absorption par des nuages de poussières; les nébuleuses visibles de part et d'autre sont lointaines.

Il est très difficile de déterminer la distance des nébuleuses planétaires : la mesure des parallaxes, même pour celles qui ont des étoiles centrales très nettes, montre que ces objets sont lointains mais elle ne permet pas de préciser la distance. Quelques nébuleuses sont associées avec des astres connus; c'est notamment le cas d'une nébuleuse planétaire située dans l'amas globulaire M15, mais dans ce cas, il s'agit d'un astre un peu particulier, et la valeur de sa magnitude absolue n'est pas significative.

On connaît aussi quelques nébuleuses planétaires contenant comme étoile centrale une étoile double. On peut alors estimer leurs distances. Mais ces valeurs non plus ne sont pas caractéristiques.

Les autres méthodes, fondées sur certaines hypothèses sur les mouvements propres, ne s'appliquent pas. La seule tentative ayant donné quelques indications valables est fondée sur la mesure du flux total de la nébuleuse dans la raie verte H β de l'hydrogène, mais il faut alors admettre une certaine masse pour la nébuleuse. Tous ces résultats sont donc discutables, de sorte que les distances des nébuleuses planétaires sont très incertaines, mais nous savons que toutes sont lointaines; des valeurs de quelques centaines de parsecs sont typiques pour les plus brillantes. On admet une distance de 700 parsecs ou 2 000 années de lumière pour la nébuleuse annulaire



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence - Ch. Fehrenbach et D. Belorilzky

▲ *Spectre de la nébuleuse de la Lyre pris en ouvrant la fente du spectrographe au maximum. Chaque radiation monochromatique donne une image qui varie avec l'atome. On remarquera notamment l'image très petite (vers la droite) due à l'atome d'hélium ionisé (raie 4686).*

de la Lyre et de 200 parsecs pour celle du Petit Renard (Dumbbell) qui est avec Hélix l'une des plus proches. Les nébuleuses faibles sont souvent situées à plusieurs milliers de parsecs.

L'analyse de la lumière des nébuleuses planétaires donne des renseignements d'un très grand intérêt. La partie dominante du spectre de la nébuleuse elle-même est un spectre de raies d'émission, mais on observe aussi un faible spectre continu superposé. L'explication du spectre d'émission qui est très semblable aux spectres des grandes nébuleuses gazeuses a présenté les mêmes difficultés; en effet il comporte des raies bien connues au laboratoire comme celles de l'hydrogène avec la série de Balmer, visible du rouge à l'ultraviolet, les séries de Paschen, de Brackett, dans l'infrarouge. Les autres éléments sont essentiellement l'hélium neutre et ionisé qui émet de nombreuses raies, mais les atomes d'oxygène et d'azote plus ou moins ionisés sont aussi visibles, ainsi que le néon, le fer, le nickel, etc. Mais, comme dans l'espace interstellaire, ce sont les raies dites interdites dues aux atomes deux ou trois fois ionisés de l'oxygène, du néon, et deux fois ionisés de l'argon qui sont très intenses. Dans certaines nébuleuses, les raies interdites de [O III] situées à 5 007 et 4 959 Å sont 20 fois plus intenses que la raie de l'hydrogène voisine, H β, située à 4 861 Å.

Nous avons déjà parlé du mécanisme d'émission de ces raies, inobservables au laboratoire, et nommées pour cela *raies interdites*. Mais nous allons revenir sur cette question dans le cas des nébuleuses planétaires où le mécanisme est particulièrement net, sinon simple.

La source d'énergie de toutes les nébuleuses planétaires est la radiation émise par leur étoile centrale. En effet, la plupart des nébuleuses planétaires montrent en leur centre une étoile, souvent très bleue, et dont le rôle est essentiel. Ainsi, si l'observation à l'œil avec un télescope modeste ne montre aucune étoile centrale dans la nébuleuse annulaire de la Lyre, la photographie la révèle facilement; on estime sa magnitude bleue à 14,6. Sa couleur est très violette, de sorte que, dans le visible, l'étoile a une magnitude de 16, ce qui explique la difficulté que nous avons à l'observer à l'œil. Même les noyaux stellaires les plus brillants sont plus faibles que la 10e magnitude, valeur atteinte pour NGC 6210; mais certaines nébuleuses, comme NGC 3132, ne semblent pas montrer, même avec les plus grands télescopes, de noyau; cependant on a des raisons de penser que, même dans ce cas, une étoile très chaude doit exister au centre de la nébuleuse; elle doit être cachée par de la poussière qui entoure l'étoile.

Les mesures de température des étoiles centrales ont donné des valeurs supérieures à 30 000 °K et souvent des valeurs même supérieures à 100 000 °K. Expliquons le mécanisme d'émission dans un cas précis et relativement simple, celui de la nébuleuse annulaire de la Lyre qui a, dans le domaine visible, l'aspect d'un anneau allongé mesurant 75 secondes d'arc sur 50″ et dont la partie centrale est plus obscure. L'étoile centrale a une température de 70 000 °K. Dans ces conditions, le maximum d'émission énergétique a lieu dans l'ultraviolet lointain vers 450 Å, et pratiquement toute l'énergie est émise entre 300 et 1 500 Å. Or, nous savons qu'un atome d'hydrogène touché par de la lumière de longueur d'onde inférieure à 912 Å est ionisé : il se transforme en un proton et un électron. L'énergie nécessaire pour arracher un premier, puis un second électron à l'atome d'hélium est encore plus grande, mais l'étoile de 70 000 °K



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

◀ *Trois photographies de nébuleuses planétaires, de haut en bas : NGC 1501 à structure presque sphérique; NGC 7009 dite « Saturne » à cause de son aspect et NGC 6543. Ces trois photographies ont été groupées pour mieux faire apparaître les appendices.*

est assez chaude pour émettre un rayonnement de longueur d'onde inférieure à 250 Å.

Si l'étoile est entourée d'un nuage de gaz contenant à la fois de l'hélium et de l'hydrogène, l'ionisation de l'hélium sera totale uniquement dans le voisinage de l'étoile; plus loin, il n'y aura plus assez de photons énergétiques. Pour l'hydrogène, les photons d'énergie suffisante sont beaucoup plus nombreux, de sorte que l'ionisation pourra se faire dans une sphère beaucoup plus grande. Nous comprenons ainsi que l'image de la nébuleuse de la Lyre obtenue avec les raies de l'hélium ionisé soit considérablement plus petite que l'image donnée par les raies de l'hydrogène. Les images de la nébuleuse que nous observons ne sont pas des images de la répartition de la matière mais de la partie de l'espace où ont lieu les ionisations.

Ce mécanisme, suggéré par B. Strömgren, explique les raies d'émission des atomes de l'hydrogène, de l'hélium, de l'oxygène, etc. Dans le milieu matériel, que l'on nomme maintenant un *plasma*, existent de nombreux atomes ionisés, surtout des protons, des particules α (c'est-à-dire des noyaux d'hélium), quelques atomes d'oxygène, etc. Ces atomes recaptent des électrons, et, par transitions successives, ces électrons vont des orbites supérieures à des orbites moins énergétiques, en émettant successivement toutes les raies caractéristiques de ces atomes. Les transitions non quantifiées et le freinage des électrons expliquent d'autre part le fond continu.

Le mécanisme d'émission des raies interdites est maintenant complètement compris. Redonnons très sommairement l'explication des raies du « nébulium ». Elles proviennent de la transition à partir d'un état métastable de l'atome d'oxygène deux fois ionisé. Cette ionisation se fait par l'action du rayonnement ultraviolet de l'étoile, mais l'atome ionisé formé est normalement à l'état fondamental, et il suffit d'une énergie assez faible, mesurée par l'énergie qu'il faut donner à un électron pour élever son potentiel de 2,5 volts (énergie de 2,5 électron-volts). Un électron ayant une vitesse de 938 km/s possède cette énergie. Il s'agit là d'une vitesse plutôt modeste, qui correspond à une température du milieu de 20 000 °K. Nous comprenons que le mécanisme d'excitation a lieu souvent, et beaucoup d'atomes d'oxygène vont être élevés à ce niveau excité, nommé ^1D. Les transitions se font alors spontanément à deux niveaux inférieurs ^3D pour donner les deux raies nébulaires 5 007 et 4 959 Å. Indiquons que la durée de vie du niveau ^1D est de 48 secondes. Cette durée de vie, très longue à l'échelle astronomique, explique pourquoi ces raies ne sont pas émises au laboratoire, où de nombreux chocs désexcitent les atomes avant que l'émission spontanée ait lieu. Les autres raies interdites sont expliquées de la même façon.

Mais l'explication des intensités relatives nécessite des calculs précis. Ils sont d'ailleurs en accord avec les observations. Précisons quelques données : les atomes d'hydrogène sont 1 000 fois plus abondants que ceux d'oxygène. Mais l'intensité des raies émises par l'hydrogène n'est pas plus grande parce que le mécanisme de recapture de l'électron par l'atome d'hydrogène ionisé ou proton est très peu fréquent : un proton peut vivre de 10 à 20 ans avant la capture de l'électron, mais ensuite la cascade de l'électron d'un niveau à l'autre qui produit l'émission des raies ne demande que des microsecondes. L'excitation des états métastables est beaucoup plus fréquente : on estime qu'en moyenne, une excitation a lieu toutes les secondes. Le niveau d'excitation des nébuleuses est très variable; on distingue : les nébuleuses peu excitées présentant des raies de l'oxygène une fois ionisé [O II], beaucoup plus intenses que les raies de l'oxygène deux fois ionisé [O III]; celles d'excitation moyenne présentant surtout les raies nébulaires 5 007 et 4 959 Å; puis les nébuleuses très excitées montrant les raies de néon 4 fois ionisé [Ne V]. D'après ce que nous avons déjà dit, cet état d'excitation varie avec l'endroit de la nébuleuse.

Les spectres à très grande résolution dévoilent d'autres détails d'un grand intérêt : on constate que les raies sont doubles et montrent que les nébuleuses planétaires sont en expansion. Ainsi les raies de la nébuleuse NGC 7662 sont-elles des raies dédoublées qui s'expliquent par une expansion de 29 km/s, alors que les parties internes ont des vitesses beaucoup plus petites. Ces expansions paraissent très grandes, mais une vitesse de 10 km/s ne correspond qu'à une expansion de 2 unités astronomiques par an, et, à la distance admise pour la nébuleuse NGC 7662 (1 000 parsecs), la vitesse de 29 km/s ne correspond qu'à 0,006 seconde d'arc par an, donc très difficile à observer; ce qui explique en partie pourquoi il n'est pas possible de l'utiliser pour la mesure de la distance; d'autre part, nous ne savons pas si ce n'est pas la dimension de la région excitée qui augmente aux dépens de la partie encore neutre.

Naturellement, toutes les nébuleuses n'ont pas des structures aussi simples que la nébuleuse annulaire de la Lyre. Il y a souvent une stratification de la matière et des inégalités de distribution. On pense aujourd'hui que les nébuleuses planétaires correspondent à un degré avancé de l'évolution des étoiles qui se fait avec une expulsion de matière, beaucoup moins violente que pour les novae et supernovae. Cette matière peut être expulsée symétriquement comme pour la nébuleuse de la Lyre ou en pointes, en tore. Sous l'action d'un champ magnétique extérieur, la matière expulsée peut dessiner des hélices ou d'autres figures curieuses. L'expulsion de la matière se voit très bien sur certaines photographies de la nébuleuse Hélix NGC 7293 dans le Verseau où on voit un grand nombre de jets pointés vers le centre. Ils commencent sur un point lumineux comme si la matière ou les protons émis par l'étoile étaient soufflés à partir de ce point lumineux.

A cause de ces inégalités de répartition et de tous ces phénomènes annexes, les nébuleuses planétaires ont souvent des formes curieuses. Telle la fameuse nébuleuse NGC 7009, située aussi dans le Verseau, qui est quelquefois nommée Saturne car elle présente une structure qui simule l'anneau de Saturne, bien qu'en fait sa structure soit très différente. Autour de l'étoile centrale, on distingue deux enveloppes dont une est terminée par deux condensations.

Les nébuleuses planétaires sont aussi des sources radioélectriques, à vrai dire assez peu intenses. On a montré que toute l'émission provient de l'énergie émise par un électron lorsque celui-ci est freiné, quand il passe près d'un proton. Il n'y a pas émission du type synchrotron comme pour les nébulosités qui entourent les novae et surtout les supernovae.

Quelle est la relation des nébuleuses planétaires avec les étoiles? Nous avons déjà indiqué que les nébuleuses planétaires résultent de l'évolution définitive des étoiles de masse intermédiaire. Cette évolution doit être très rapide pour expliquer la faible abondance des nébuleuses planétaires. Les étoiles de population I ou II pourraient subir cette évolution, ce qui expliquerait leur répartition dans la Voie Lactée et aussi la présence d'une nébuleuse planétaire dans un amas globulaire. Dans cette vue, les nébuleuses planétaires sont des sortes de scories stellaires, encore lumineuses avant leur extinction totale.

L'espace interstellaire

Pour terminer, donnons une description sommaire de l'espace entre les étoiles : *l'espace interstellaire*. Cet espace n'a pas une densité uniforme : on y observe des nuages de quelques années de lumière de diamètre, de sorte qu'un rayon lumineux provenant d'une étoile en rencontre en général plusieurs. La lumière subit dans cet espace l'absorption par les grains de poussières qui produit un petit changement de la couleur de l'étoile. On peut dire qu'en moyenne, dans l'espace, l'absorption est de 1 magnitude pour un parcours de 1 000 parsecs ou 3 000 années de lumière. Cette absorption est faite par les particules de 0,1 micron de diamètre. Mais il est probable qu'il existe aussi des grains plus gros, probablement même des masses de l'ordre du kilogramme ou plus, mais leur nombre est certainement extrêmement petit.

Dans l'espace moyen, il y a environ 1 atome d'hydrogène par centimètre cube. Les autres atomes sont très rares.

Le nombre d'atomes par mètre cube d'espace est le suivant :

H	O	Ca	Na	K	Ti	Molécule	He
1 million	1 000	100	60	4	1	1	inconnu

Ces nombres paraissent très grands, mais il n'en est rien. Dans l'air, à la pression normale, il y a 30 millions d'atomes dans un cube de 1 micron de côté.

Les atomes isolés représentent la plus grande partie de la matière répartie ; on estime que la masse des particules est 200 fois plus petite, et celle des grosses particules analogues aux météorites encore 2 fois plus petite. La densité moyenne de la matière est très faible. Entre les nuages interstellaires, il y a environ 10 mg de matière dans un cube de 1 000 km de côté. Avec cette donnée, nous pouvons calculer la masse répartie entre les étoiles. Le volume interstellaire est si immense qu'on aboutit à un résultat un peu surprenant : la matière diffuse entre les étoiles a une masse du même ordre que la masse des étoiles : dans notre Galaxie, il y a environ 100 milliards d'étoiles, et la masse de la matière non condensée est du même ordre que celle de ces étoiles.

Quelles sont les conditions physiques dans cet espace interstellaire ? Si nous y placions un petit objet, il recevrait, en l'absence d'étoiles proches, une énergie très petite qui est celle diffusée par l'ensemble des étoiles de la Voie Lactée ; l'objet s'échaufferait, si l'on peut employer ce mot, car la température n'atteindrait que 4 °K, soit — 269 °C. Il rayonnerait dans le domaine des ondes millimétriques.

Un atome isolé aurait normalement cette température, mais il pourrait absorber les rayonnements de façon sélective. Il serait excité et même il pourrait être ionisé. Dans ces conditions, la température des atomes peut être de 10 000 °K, et ceux-ci peuvent absorber la lumière. Ils se manifestent par des raies « interstellaires » qu'on observe dans le spectre des étoiles lointaines. Ces résultats sont surprenants. Il existe dans l'espace interstellaire des corpuscules d'énergies très différentes : il n'y a pas équilibre de température, car les chocs sont très rares ; on estime qu'en moyenne, un atome d'hydrogène en rencontre un autre tous les 12 ans ; par contre, il rencontrera une particule toutes les 15 minutes. En tous les cas, cette fréquence est insignifiante, il n'y a pas équilibre, et la notion même de température disparaît.

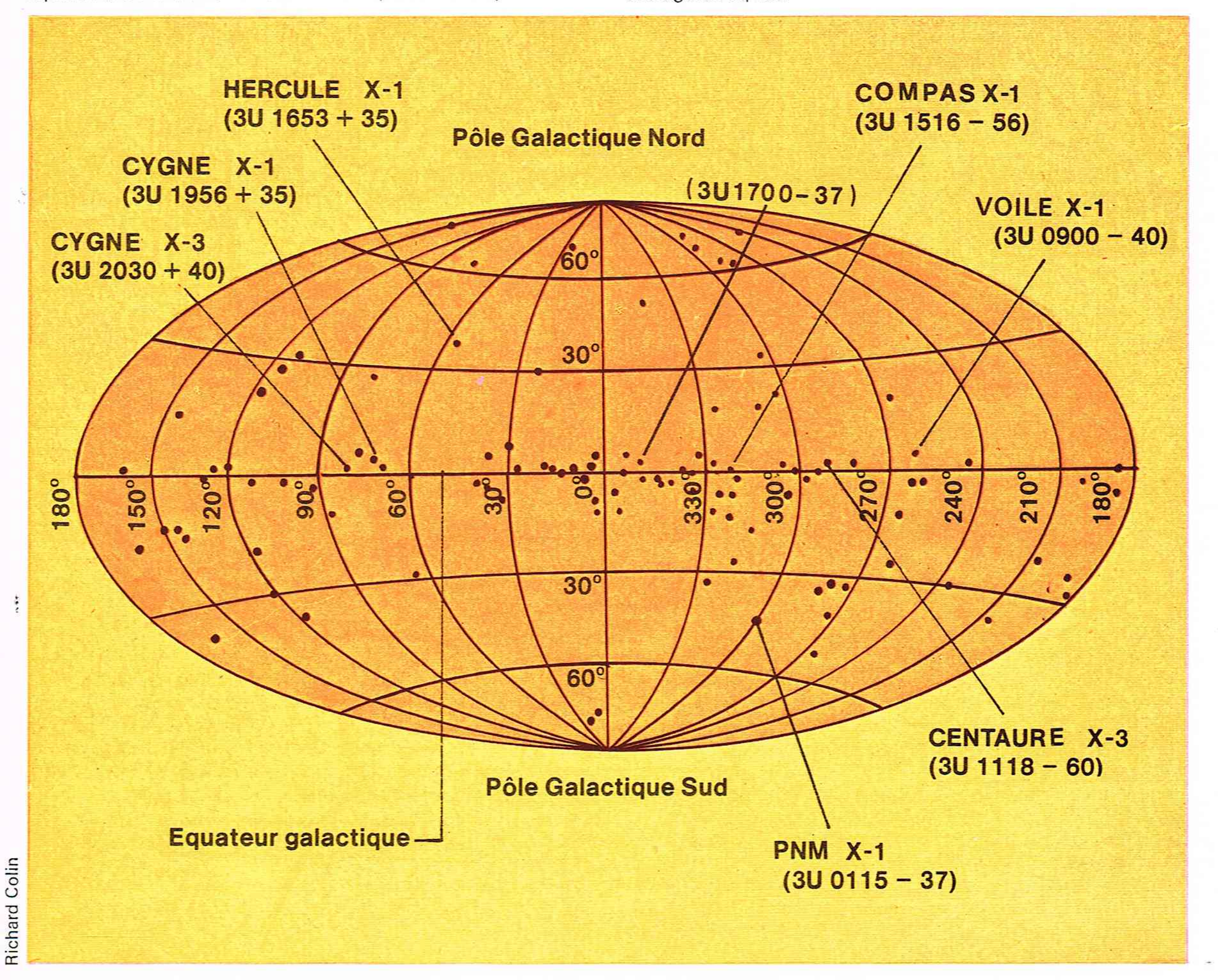
La physique de cet espace où l'équilibre thermique n'est pas réalisé, où se produisent des phénomènes insolites comme l'émission des raies interdites, est un laboratoire extraordinaire pour la physique.

Les sources astronomiques de rayons X

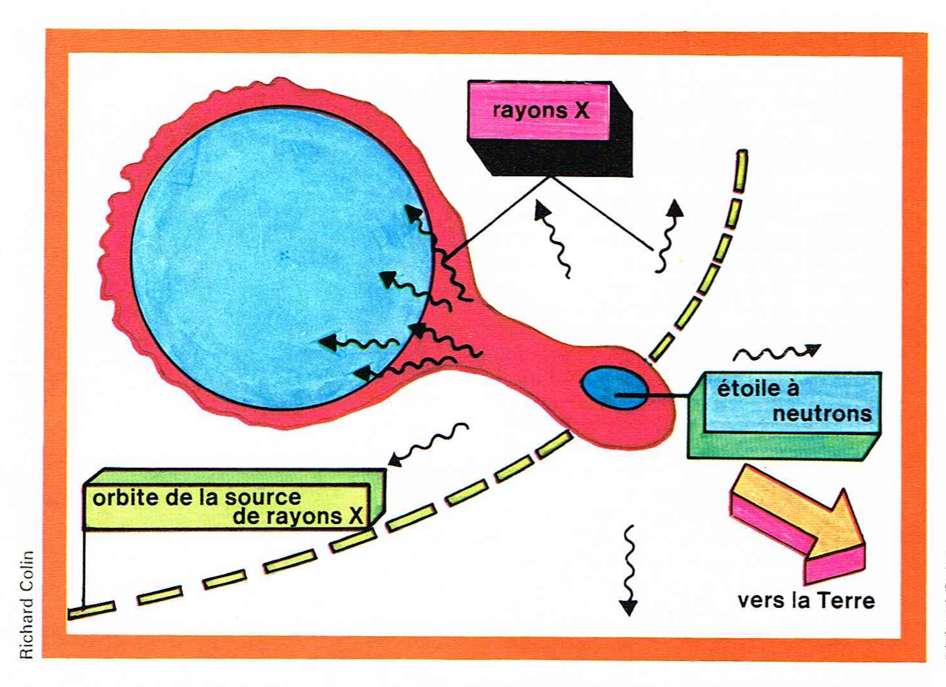
La détection de sources X à partir de fusées et de ballons a été entreprise en 1960 et elle a été immédiatement couronnée de succès par la découverte, en 1962, d'une source dans le Scorpion ; la source a été nommée Sco X1. En 1967, une série de 30 sources discrètes était cataloguée, mais les positions observées étaient très imprécises à cause de la difficulté de repérer ces sources pendant des vols plus ou moins courts. Cette difficulté est aussi liée à la nature même des rayons X, pour lesquels il est très difficile, sinon impossible, de construire l'équivalent d'un télescope. On put néanmoins très rapidement montrer que l'une des sources situées dans le Taureau est liée à la nébuleuse du Crabe, le résidu de l'explosion de la supernova des chroniques chinoises (1054 après J.-C.).

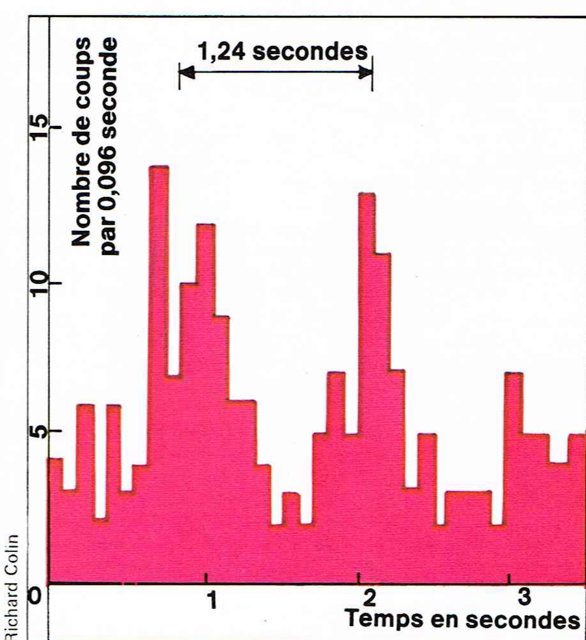
Le vrai départ de ces recherches date de décembre 1970 avec le lancement du satellite Explorer 42 près de la côte du Kenya, qui a fonctionné pendant plus de 3 ans ; le nom Swahili de Uhuru a été donné à ce satellite. En 1974, un catalogue de 161 sources a été dressé ; la précision des positions est de l'ordre de 1 à 2', ce qui est une prouesse remarquable. Le domaine spectral allait de 2 000 à 20 000 eV (soit 6 à 0,6 Å). On estime que toutes les sources intenses du ciel sont actuellement connues. La plus intense (Sco X1) est située dans le Scorpion ; une source dans le Sagittaire et la nébuleuse du Crabe sont environ 10 fois moins intenses.

Si l'on porte ces sources sur une carte céleste, on constate que nombre d'entre elles sont voisines du plan de la Voie Lactée et que la concentration vers le Sagittaire est importante. De nombreuses sources sont donc galactiques. Mais il existe aussi des sources situées loin de la Voie Lactée, qui sont liées à des galaxies extérieures. On estime actuellement que 40 % des sources X sont extragalactiques.



◀ *Répartition des sources à rayons X sur la sphère céleste. Les coordonnées choisies sont les coordonnées galactiques. De nombreuses sources sont concentrées vers le plan de la Voie Lactée (d'après Ch. Ryter).*





▲ *A gauche, schéma illustrant le processus d'accrétion de matière expliquant le rayonnement de certaines étoiles binaires (d'après Ch. Ryter). A droite, courbe montrant, en février 1972, la variation de l'émission X de la source Hercule X1 avec la période de 1,24 seconde (Observatoire Uhuru).*

Nous avons déjà indiqué qu'il a été possible d'identifier la source du Taureau avec la nébuleuse du Crabe. Des identifications analogues ont été possibles dans quelques cas, notamment lorsque les émissions sont variables dans le temps.

La source 3 U 09 00 40, située à 9 h 00 d'ascension droite et à 40° de déclinaison, a une période de 8,7 jours; dans son voisinage se trouve l'étoile HD 77581, de période très voisine, qui est une double spectroscopique connue depuis 1956. On reprit immédiatement une étude plus approfondie de cette étoile, et l'on montra que cette étoile est aussi une variable à éclipses et que les trois périodes des variations de l'éclat optique, de la vitesse sur l'orbite et de l'éclat des variations de la source X sont identiques à 8,95 jours. Ce fait rend l'identification absolument certaine.

L'étoile optique est une étoile double formée par une étoile principale chaude de type spectral B0, ayant un rayon de 22 millions de kilomètres, c'est-à-dire de 31 rayons solaires. L'étoile secondaire a une masse 12 fois plus petite, et elle tourne autour du centre de gravité du système sur une orbite ayant 36 millions de kilomètres de rayon. L'étoile secondaire est donc extrêmement proche de l'étoile principale, et celle-ci est très fortement déformée : elle présente une pointe dirigée vers l'étoile secondaire, et il y a presque contact entre les deux étoiles. Cette figure d'équilibre est prévue par la théorie (modèle de Roche).

La matière de l'étoile principale s'échappe de ce renflement, et elle est attirée par le compagnon. Si celui-ci était une étoile normale, comme le Soleil, l'énergie libérée par l'attraction d'un proton serait assez petite et produirait des radiations optiques ordinaires. Si l'étoile secondaire est une étoile à neutrons, l'énergie libérée est 50 000 fois plus grande que celle qui est libérée par l'attraction de cet atome par le Soleil. Si l'étoile secondaire est un trou noir, l'attraction libère une énergie encore 10 fois plus grande, et dans ces deux cas, l'énergie est émise sous forme de rayons X.

Actuellement, nous ne savons pas à quel type d'astre nous avons affaire. Des calculs théoriques montrent que, si la masse de l'étoile principale est supérieure à 35 masses solaires, l'étoile secondaire est un trou noir. Mais cette masse n'est pas connue avec précision. Pour une masse plus petite, le compagnon serait seulement une étoile à neutrons.

La variation de la source X s'explique simplement par le fait qu'une fois par révolution le compagnon passe derrière l'étoile principale : c'est une étoile à éclipses, analogue aux étoiles à éclipses optiques.

Une autre source, Her X1, est extrêmement curieuse et pose encore de nombreux problèmes. Cette source est modérément intense, mais ses émissions X sont modulées avec une période de 1,24 seconde et, de plus, l'émission cesse chaque 1,70 jour. Ce phénomène peut s'expliquer si l'on suppose que cette étoile X est un pulsar animé d'une rotation de période 1,24 seconde. Ce pulsar tourne autour du centre de gravité d'un système dont l'étoile principale est une étoile variable connue depuis 1936 : HZ Her, dont la période optique a été déterminée ultérieurement; elle est bien de 1,70 jour. Le phénomène est encore plus compliqué car l'émission X présentant la double périodicité de 1,24 seconde et 1,70 jour est modulée avec une nouvelle période de 35 jours. Les émissions X ne sont observées que pendant 13 jours de ce cycle de 35 jours. Cette dernière anomalie n'est pas encore expliquée. Il est certain que de nombreuses sources X sont aussi des étoiles doubles. On est convaincu de la duplicité pour 5 sources, dont 1 est située dans le Petit Nuage de Magellan (SMC X1). Mais toutes les sources ne sont pas de ce type.

Dans le Grand Nuage de Magellan, on connaît 4 sources X. La grande nébuleuse d'Andromède est aussi une source X; son intensité peut être expliquée si l'on admet qu'elle contient autant de sources discrètes que notre Galaxie. Un programme d'observations pour localiser ces sources est en préparation.

Mais il existe des sources extragalactiques qui doivent être expliquées autrement. Il en est ainsi de la source Centaurus A qui est située dans la très énigmatique galaxie NGC 5128. Cette galaxie est aussi une source radioastronomique très intéressante : le noyau est une source radio, mais la galaxie elle-même est accompagnée de deux sources situées à 5′ de part et d'autre de ce noyau. Vu la distance de la galaxie, la distance réelle des sources est considérable : plusieurs dizaines de milliers de parsecs. On pense que ces sources ont été expulsées du noyau de la galaxie; il semblerait que la source X soit associée au noyau. Il existe quelques autres sources de ce type, notamment NGC 4151, qui est 20 fois plus lumineuse dans le domaine des rayons X que NGC 5128.

Enfin, l'amas des nébuleuses extragalactiques de Persée, un groupe de 500 galaxies, est environ 10 à 100 fois plus lumineux dans le domaine des rayons X que ne le laisse prévoir l'ensemble des galaxies. Parmi celles-ci existe une galaxie anormale, NGC 1275, qui a été le lieu d'une gigantesque explosion, connue depuis longtemps par les études radio et optique. Mais l'émission paraît s'étendre sur une zone de plus de 1/2 degré de diamètre. On ne connaît pas la cause de l'émission : on pense à l'interaction de la matière intergalactique attirée par ces galaxies, ou même à l'interaction des photons correspondant à la radiation cosmique de 3 °K, avec des électrons accélérés par un champ magnétique. Celui-ci n'aurait pas besoin d'être intense. Il ne s'agit en fait que de tentatives d'explication. Il est sûr que l'astronomie des rayons X, maintenant à peine âgée de 10 ans, ouvre de nouveaux horizons sur notre Univers.

Les astres infrarouges

La répartition en fonction de la longueur d'onde de l'énergie émise par un corps chauffé est régie par des lois bien connues depuis le début du XXe siècle. Si l'on représente l'émission par centimètre carré et par intervalle de longueur d'onde, on obtient une courbe en cloche nommée loi de Planck d'après le nom du physicien allemand qui a trouvé cette loi. On sait, c'est une connaissance d'ailleurs plus ancienne que la loi elle-même, que le produit de la longueur d'onde du maximum par la température du corps est une constante. On a sensiblement, si T est exprimé en degrés Kelvin et λ en micromètres :

$$\lambda_m \cdot T = 3\,000.$$

Pour le Soleil, dont la température est 6 000 °K, ce maximum est situé à 0,5 μm. Pour une étoile à 3 000 °K, il sera à 1 μm, et, pour une étoile à 300 °K, à 10 μm.

La détection d'étoiles dans l'infrarouge doit donc nous permettre de trouver des astres très froids. Mais si l'énergie émise à chaque longueur d'onde par un corps augmente beaucoup avec la température, en fait l'énergie totale est proportionnelle à la puissance 4 de la température, c'est-à-dire que 1 cm^2 de surface chauffée à 6 000 °K émet $2^4 = 16$ fois plus d'énergie que la même surface chauffée à 3 000 °K, de sorte que la chance de trouver des étoiles infrarouges est très faible, d'autant plus que nos récepteurs sont très peu sensibles.

Au-delà de 1 μm, la plaque photographique n'est plus sensible, et les seuls récepteurs sont des cellules à sulfure de plomb pour le domaine spectral voisin, et ensuite des récepteurs qui fonctionnent comme des thermomètres. Ces récepteurs doivent être refroidis pour éviter les émissions parasites qui domineraient les courants à mesurer. Ces parasites sont liés aux propriétés physiques de ces récepteurs. Pour le domaine situé vers 1 ou 2 μm, on refroidit le récepteur à — 195 °C avec de l'azote liquide, mais, pour les domaines plus lointains, il faut refroidir les récepteurs vers — 271 °C à l'hélium liquide.

Mais deux autres difficultés sont à vaincre : le télescope (son miroir et ses parois) a normalement une température de 20 à 30 °C, c'est-à-dire de 300 °K, et émet beaucoup d'énergie vers 10 μm. On s'en affranchit en modulant la source céleste par oscillation du miroir secondaire, ce qui permet d'amplifier seulement cette source mais non l'émission parasite. Enfin, comme nous l'avons déjà indiqué, l'atmosphère terrestre est très absorbante dans l'infrarouge : cependant il y a des *domaines de transparence* ou *fenêtres* entre 1 et 5 μm. Un examen de toute la sphère céleste effectué dans ce domaine a permis de détecter de nombreuses étoiles. Il n'y a aucune surprise : la plus brillante est Bételgeuse, étoile supergéante ayant une température de 3 000 °K ; le second astre est R Dorade, une étoile variable connue du ciel austral, tout juste visible à l'œil nu et qui est aussi brillante que Bételgeuse dans l'infrarouge parce que sa température n'est que de 2 000 °K. Parmi les 10 étoiles les plus brillantes figurent quelques étoiles rouges brillantes et des étoiles variables connues.

La recherche des étoiles dans le domaine des ondes de 20 μm a été très difficile. Les recherches à partir du sol, même en haute montagne dans des sites particulièrement favorables comme au Mauna Kea à 4 200 m d'altitude

Les 10 astres infrarouges les plus intenses (domaine des ondes de 20 μm)

Astres	Flux	Diamètre en "	Température en °K
1 η Carinae	40	6	250
2 Nébuleuse Oméga	35	500	250
3. Nébuleuse d'Orion	25	100	100-500
4 IRC 10216	10	2	500
5 VY CMa	5	< 2	500
6 G 333, 6-0, 2	3	30	200
7 Centre de la Galaxie	2	40	200
8 N ML Cyg	2	< 2	500
9 IRC 10420	2	< 2	250
10 W	2	100	150-350

▲ ***Tableau des 10 astres infrarouges les plus intenses (domaine des ondes de 20 μm).***



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

◄ ***Photographie de la nébuleuse d'Orion obtenue à l'aide d'un interféromètre avec un filtre à bande passante de 4 Å centré sur Hα.***

sur l'île de Hawaii, n'ont pas été couronnées de succès. Ce ne sont que les observations en ballon, en avion et en fusée qui ont permis de détecter un grand nombre de sources, qui ont été cataloguées par les astronomes du California Institute of Technology et portent le nom de sources IRC. Bien que la précision des positions ne soit pas considérable, on a pu identifier les sources les plus brillantes.

Les résultats étaient assez étonnants. L'astre le plus brillant est une étoile célèbre, η Carinae ; viennent ensuite la nébuleuse Oméga, la nébuleuse d'Orion, ou plus exactement des sources étendues liées à ces nébuleuses, puis la source IRC + 10216.

La comparaison de l'émission des divers domaines spectraux a permis de montrer que ces sources ont des températures comprises entre 200 et 500 °K, c'est-à-dire environ — 70 et + 230 °C. Le fait qu'on ait pu détecter des sources de ce type montre *a priori* qu'il s'agit de sources ou d'étoiles très volumineuses. C'est d'ailleurs ce que confirme l'observation : en effet, 6 des 10 sources les plus brillantes ont des diamètres angulaires notables.

Examinons trois cas typiques paraissant correspondre à trois types de sources.

η Carinae est une étoile célèbre qui a explosé en 1843 ; à cette date, son éclat rivalisa avec celui de Sirius, l'étoile la plus brillante du ciel. Depuis, l'éclat de l'étoile a baissé, et actuellement elle est à peine visible à l'œil nu. Il s'agit de l'explosion d'une nova ou même d'une supernova autour de laquelle on observe une nébulosité en expansion. Dans le domaine infrarouge, la dimension de la source atteint 1″ à 2 μm et 3″ à 20 μm. On peut estimer que la source a un diamètre de 12 000 unités astronomiques à 20 μm ; ce diamètre ne serait que de 4 000 unités astronomiques à 2 μm. On pense que l'étoile centrale a une luminosité de 2 millions de Soleils, avec une température de l'ordre de 10 000 °K. Cette étoile est entourée d'un nuage de poussières ayant des dimensions de l'ordre de 1 μm, de sorte qu'il absorbe pratiquement toute l'énergie de l'étoile, et qu'il s'échauffe en atteignant une température de 450 °K vers 2 000 unités astronomiques et de 250 °K à 6 000 unités astronomiques du centre. Nous observons une enveloppe de poussière dont la température diminue avec la distance à l'étoile centrale.

La source 10216 est de même nature, mais son diamètre apparent, variable avec la longueur d'onde, est plus petit, et l'étoile centrale paraît être une étoile carbonée froide.

La plupart des autres sources sont manifestement associées à des nébuleuses gazeuses, quelquefois visibles optiquement et quelquefois cachées par l'absorption interstellaire. Mais dans tous les cas, les astres sont visibles dans le domaine des ondes hertziennes. L'explication de ces sources doit être analogue à celle des sources précédentes. Toutefois, pour l'une des sources associées à la nébuleuse d'Orion, on se demande si on n'est pas en présence d'une proto-étoile, c'est-à-dire d'une étoile en formation par condensation gravitationnelle.

Une source présente un intérêt particulier : c'est celle qui se trouve dans le Sagittaire et qui est manifestement associée au centre galactique. On sait que les noyaux des galaxies extérieures comme la nébuleuse d'Andromède sont des sources sensiblement ponctuelles : il doit en être de même pour le centre de notre propre Galaxie mais la source est cachée par l'absorption interstellaire. Cependant elle est détectable vers 2 μm, et on pourrait alors l'expliquer par l'émission infrarouge de millions d'étoiles ; mais comme l'émission augmente encore vers 20 μm et que le maximum paraît situé à 50 μm, l'explication doit être différente. Le centre de notre Galaxie est une source radioélectrique double, associée à de nombreuses molécules que nous avons décrites. La source infrarouge est quadruple, mais sa structure est encore mal connue. Nous ne savons pas si l'émission infrarouge est due à l'émission par des particules de poussières échauffées à 200 °K ou bien s'il s'agit d'une émission particulière du type synchrotron. Il est trop tôt pour trancher. Des mesures vers 100 μm et 1 mm s'imposent avant de conclure.

On constate que les résultats obtenus pour ces sources infrarouges nous posent des problèmes nouveaux. D'autre part, nous connaissons aussi autour d'étoiles chaudes des enveloppes de poussières, qui rediffusent de l'énergie : le maximum est situé normalement dans le bleu ou l'ultraviolet, mais elles émettent aussi des radiations infrarouges, et un second maximum est situé vers des longueurs d'onde de quelques micromètres. Nous observons de plus en plus ces interactions essentielles entre les étoiles et le milieu interstellaire.

La vie et la mort des étoiles

Nous avons vu que toute l'énergie émise par le Soleil a une origine nucléaire et provient de la transformation de 4 atomes d'hydrogène en 1 atome d'hélium, réaction qui a lieu dans la partie centrale du Soleil et qui produit de l'énergie parce que l'atome d'hélium a une masse inférieure à celle des quatre protons à partir desquels il est formé. La différence entre les masses se transforme, selon la théorie d'Einstein, en énergie sous forme de rayonnement γ dense, c'est-à-dire d'un rayonnement électromagnétique qui est transformé en rayonnement lumineux normal par le mécanisme du transfert de l'énergie. Les couches successives du Soleil absorbent le rayonnement et réémettent un rayonnement plus doux.

Il reste néanmoins une énigme à résoudre pour le Soleil. Les réactions nucléaires, qu'elles soient les réactions de combustion directe de l'hydrogène ou que ce soit le cycle plus complexe de Beethe, produisent des *neutrinos*. Ces particules sont dénuées de masse et de charge, mais elles ont néanmoins un mouvement de rotation ou spin. A cause de leur absence de masse et de charge, les neutrinos ne réagissent que très difficilement avec la matière, et ils peuvent passer à travers des épaisseurs énormes sans être absorbés. Ils peuvent ainsi traverser toute la matière du Soleil et aussi celle de la Terre sans que leur nombre diminue de façon appréciable. On connaît néanmoins des mécanismes d'absorption mais ils sont tous très peu efficaces. Le nombre de neutrinos reçu par la Terre et provenant du Soleil est considérable ; chaque centimètre carré de la surface terrestre reçoit par seconde du Soleil : 1/30 de calories, c'est-à-dire 420 millions de milliards de photons ($4{,}2 \cdot 10^{17}$), mais aussi un nombre de neutrinos de 60 milliards.

Les neutrinos sont absorbés lorsqu'ils heurtent des noyaux de Cl^{37}, et ils forment alors des atomes d'argon A^{37} qui sont radio-actifs avec une période de 35 jours. Cette radio-activité permet de les détecter. Mais l'expérience est très difficile, car la réaction est très peu efficace et, d'autre part, nous connaissons d'autres réactions nucléaires qui produisent aussi de l'argon A^{37}. Pour cette raison, R. Davis a tenté l'expérience sur une cuve de 610 tonnes de perchloréthylène, un détergent bon marché, beaucoup plus facile à manipuler que le chlore. Cette cuve de 400 m³ était enterrée à 1 500 m de profondeur dans une mine d'argent désaffectée dans le Dakota du Sud. Après des expositions de 35 jours, on extrayait l'argon par entraînement avec de l'hélium, technique souvent utilisée en physique nucléaire. La durée de vie de 35 jours ne permet pas d'accumuler plus d'atomes A^{37}, même si l'on expose la cuve plus longtemps.

Comme dans toute expérience, il y a des causes d'erreur, et l'expérience a montré que le nombre de réactions observées était de l'ordre de grandeur de cette erreur et environ 6 fois plus petit que la plus petite valeur attendue. En effet, suivant le cycle de réaction nucléaire admis, le nombre de neutrinos efficaces dans la réaction est un peu différent. Ce désaccord entre la théorie et les mesures pose aux astrophysiciens une énigme fondamentale : y a-t-il erreur de la théorie ou erreur dans les expériences ? Actuellement nous ne le savons pas.

Quels sont les processus stellaires correspondants ? Pour étudier cette question, il est nécessaire de reparler des atomes et des réactions nucléaires. Prenons un atome relativement simple, comme l'atome de carbone ${}_6C^{12}$. Il est formé par un noyau autour duquel tournent 6 électrons. L'ensemble est neutre, de sorte que le noyau doit contenir 6 particules chargées positivement ; en fait, il s'agit de 6 protons. Dans le cas actuel, ce noyau est complété par 6 neutrons. Les protons et les neutrons ont sensiblement la même masse. Le symbole ${}_6C^{12}$ résume cette constitution, d'ailleurs de façon redondante, car le fait qu'il y ait 6 protons dans le noyau montre qu'il s'agit d'un atome de carbone ; en effet, la nature chimique de l'atome est définie par les 6 électrons périphériques qui sont équilibrés par les 6 protons. Il existe un autre atome de carbone, ${}_6C^{13}$, qui

contient un neutron de plus dans son noyau, mais c'est aussi du carbone comme l'est aussi l'isotope instable $_6C^{14}$. Cet atome a la même masse (ou très sensiblement) que l'atome $_7N^{14}$ qui est l'atome normal d'azote : il contient dans son noyau 7 protons et donc 7 électrons périphériques.

Nous savons aujourd'hui que les noyaux sont extrêmement petits. Les atomes ont des diamètres de l'ordre de l'angström (Å), c'est-à-dire du 1/10 000 de micron; les noyaux ont des diamètres variant de 1,2 à 6,0 millionièmes d'angström. Le noyau peut être très valablement comparé à notre Soleil qui occupe lui aussi une place infime dans notre système solaire : un diamètre de 6/100 d'unité astronomique dans un système de 80 unités astronomiques de diamètre (diamètre de l'orbite de Pluton).

Le noyau est donc extrêmement dense ; nous savons que les électrons sont fixés aux atomes par l'attraction électrostatique de Coulomb. Cette liaison est très faible : pour arracher un électron de l'atome de carbone, il suffit de lui appliquer une différence de potentiel de 11,3 volts. On dit que l'énergie de liaison de ce premier électron est de 11,3 électrons-volts (11,3 eV).

Il existe une force de liaison qui lie entre eux les nucléons, c'est-à-dire les protons et les neutrons. Ni la nature de cette force ni même la loi mathématique de sa variation avec la distance ne sont encore connues, mais l'attraction est très grande pour les petites distances et devient négligeable même aux distances atomiques. Aux distances nucléaires, elle dépasse considérablement les effets électriques, ce qui explique pourquoi les protons chargés positivement ne se repoussent pas et restent liés dans le noyau.

L'énergie de liaison d'un nucléon est considérable : environ 1 million de fois supérieure à l'énergie de liaison des électrons. C'est cette grande valeur de l'énergie qui explique la stabilité des noyaux atomiques dans les conditions de température que nous savons réaliser ou qui se produisent spontanément dans les réactions chimiques.

L'ensemble des atomes naturels va de l'atome d'hydrogène à celui d'uranium.

Le neutron pourrait être considéré comme le premier atome de la série, de numéro atomique 0, mais il n'est pas stable à l'état libre, et il se convertit spontanément en un proton et un électron. Sa durée de vie est de 12 minutes.

L'uranium a le nombre atomique A = 92. Il existe sous deux formes isotopiques naturelles $_{92}U^{238}$ et $_{92}U^{235}$, toutes les deux radio-actives avec des périodes de 4,5 milliards et 760 millions d'années. L'isotope $_{92}U^{234}$ ayant une période plus courte (250 000 ans) existe aussi à l'état de traces dans les minerais. Tous ces atomes se décomposent spontanément. On sait qu'on peut accélérer la décomposition et produire ainsi de l'énergie nucléaire soit sous forme utilisable, soit sous forme de la bombe à uranium à base d'U^{235}. Il existe dans la nature d'autres éléments radio-actifs comme le radium et le thorium. On sait que les physiciens ont pu produire actuellement tous les éléments jusqu'à l'élément 103, le lawrencium. Tous les éléments plus lourds que l'uranium sont radio-actifs.

L'observation montre que les isotopes stables ont un nombre de protons, c'est-à-dire d'électrons de valence, sensiblement égal au nombre des neutrons; ce dernier nombre est un peu plus grand pour les atomes lourds; l'uranium U^{235} contient 92 protons pour 147 neutrons. On sait aussi que l'énergie de liaison des nucléons passe par un maximum pour le fer Fe^{56}, où elle atteint 8,8 méga-électrons-volts (8,8 MeV) par nucléon, alors qu'elle n'est que de 7,1 MeV pour l'hélium, et elle décroît de nouveau au-delà du fer.

Il est aujourd'hui possible de faire de la chimie nucléaire en bombardant des noyaux d'atomes par des particules, surtout des neutrons ; on peut aussi produire de nouveaux isotopes, en général instables, s'ils n'existent pas déjà dans la nature.

Nous n'aborderons pas ici le problème important de la quinzaine de particules élémentaires trouvée par les physiciens soit dans la nature, soit dans les accélérateurs de particules; rappelons tout de même la difficulté rencontrée par le fait qu'on n'a pas trouvé de neutrino d'origine solaire.

Production d'énergie dans le Soleil

Avant d'aborder le problème de la formation des éléments dans l'Univers, donnons quelques compléments sur la production de l'énergie dans le Soleil. Comme nous le savons maintenant avec certitude, c'est la réaction globale :

4 protons → un hélion + 2 neutrinos + énergie

qui explique la formation de l'énergie dans la partie centrale du Soleil. Cette énergie solaire est évaluée à 26,2 MeV par *hélion* formé (on nomme ainsi l'atome d'hélium ionisé ; cette particule porte aussi quelquefois le nom de *particule* α).

La réaction qui a lieu effectivement dans le Soleil est la réaction directe décrite par le tableau ci-dessous.

C'est la première réaction de formation directe d'un deutérium qui est la plus longue et qui conditionne la production d'énergie qui se fait dans la partie centrale où la température est estimée à 13 millions de degrés pour une masse volumique de 100 g/cm³.

On a cru assez longtemps que, dans le Soleil, la réaction était la réaction plus compliquée donnée par le cycle de Beethe, où la capture des protons est faite successivement par des noyaux de C^{12}, C^{13}, N^{14}, O^{15}, N^{15}, mais où ces atomes se retrouvent à la fin de la réaction et ne servent que de catalyseurs. Cette réaction qui nécessite la présence de C^{12} se produit dans des étoiles plus chaudes que le Soleil. Le bilan est pratiquement identique à celui de la réaction directe, bien que les deux neutrinos qui s'échappent aient une énergie un peu différente dans les deux réactions.

Formation d'une étoile

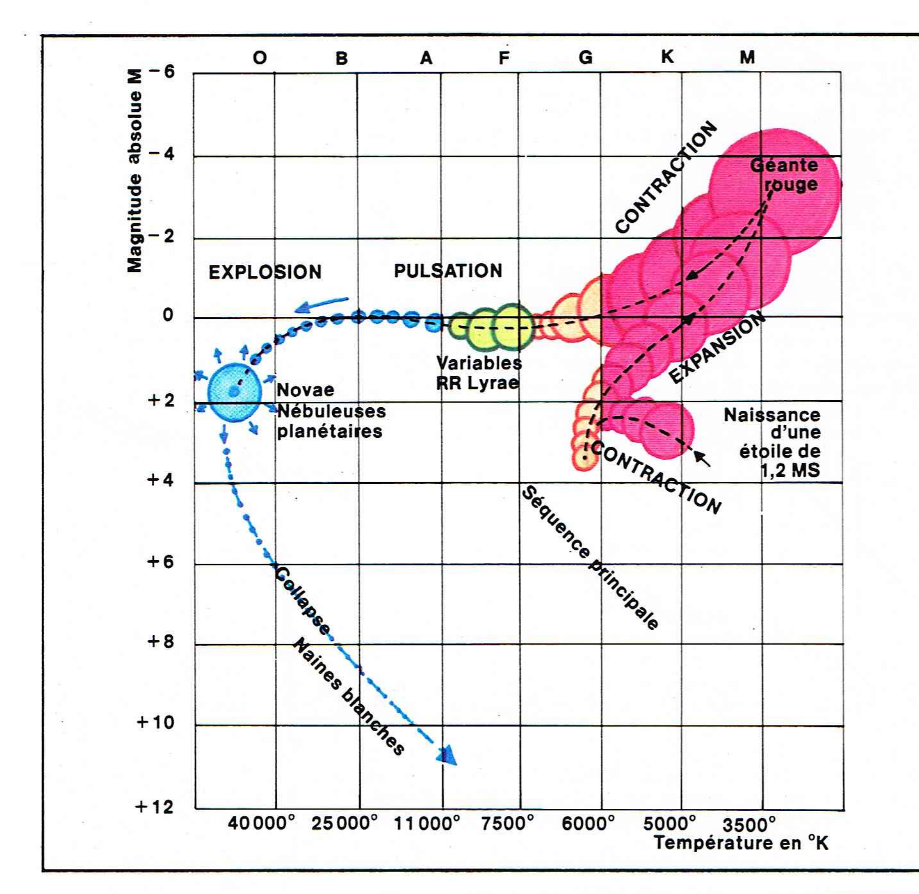
Examinons maintenant la formation d'une étoile. N'oublions pas que la description que nous allons donner nécessite un certain nombre d'hypothèses initiales que nous devons admettre. Nous pouvons ensuite confronter nos résultats avec l'observation.

Supposons qu'à l'origine, une certaine masse d'hydrogène isolée existe dans notre Galaxie. Donnons-nous la masse de cette bulle et examinons ce qu'elle va faire : la physique montre qu'elle va se contracter sous l'action de la gravitation et libérer ainsi une certaine énergie. La masse d'hydrogène va s'échauffer. Il se forme ainsi une proto-étoile dont le centre peut s'échauffer jusqu'à atteindre une température de l'ordre de 10 ou 20 millions de degrés. Dans ces conditions, la réaction nucléaire de formation de l'hélium peut s'amorcer. Cette contraction est, à l'échelle astronomique, très rapide : on l'estime à quelques milliers

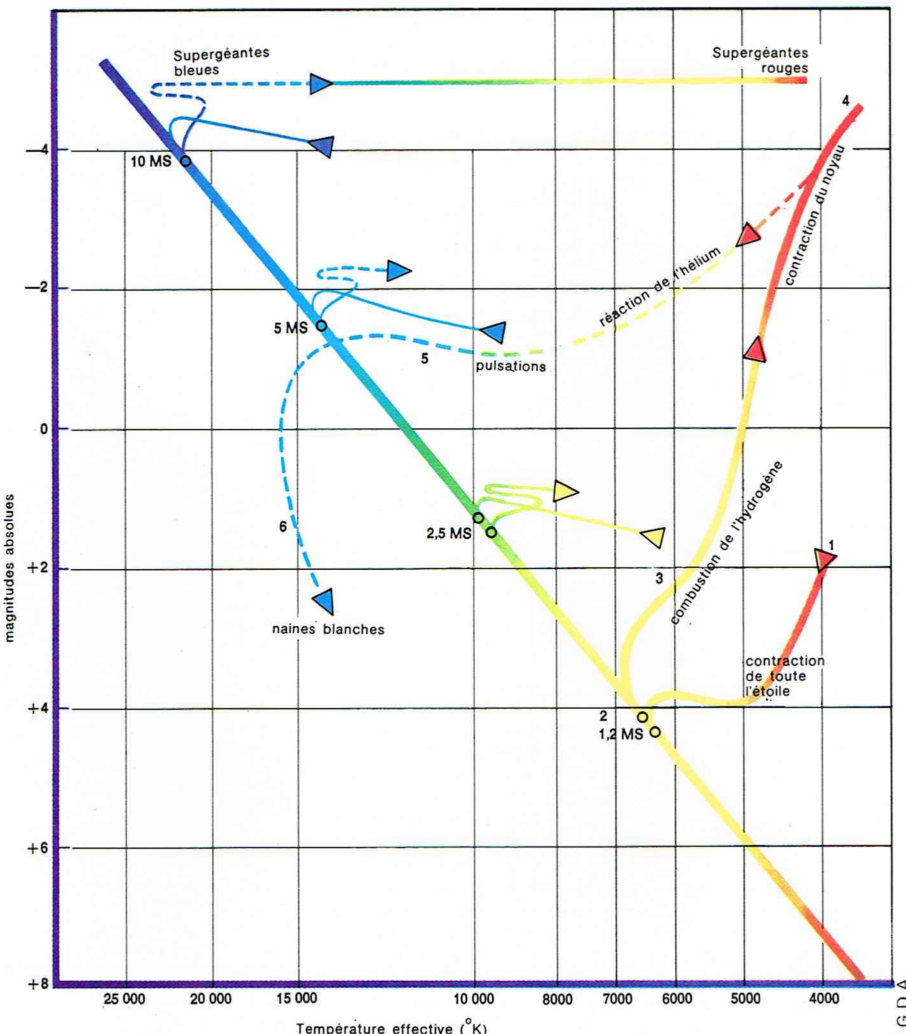
▼ ***Tableau : en haut, réaction de fusion de l'hydrogène; en bas, fusion de l'hydrogène par la réaction de Beethe (catalyse).***

Réactions de fusion de l'hydrogène		
$_1H^1 + {_1H^1} \rightarrow {_1D^2}$	$+\beta^+ + \nu$	
	1,44 Mev	(14 x 10^9 années)
$_1D^2 + {_1H^1} \rightarrow {_2He^3}$	$+\gamma$	
	5,49 Mev	(6 secondes)
$_2He^3 + {_2He^3} \rightarrow {_2He^4}$	$+ {_1H^1} + {_1H^1} + \gamma$	
	12,85 Mev	(10^6 années)

Fusion de l'hydrogène par la réaction de Beethe (catalyse)		
$_6C^{12} + {_1H^1} \rightarrow {_7N^{13}} + \gamma$		
	1,95 Mev	(1.3 x 10^7 années)
$_7N^{13} \rightarrow {_6C^{13}} + \beta^+ + \nu$		
	2,22 Mev	(7 minutes)
$_6C^{13} + {_1H^1} \rightarrow {_7N^{14}} + \gamma$		
	7,54 Mev	(2.7 x 10^6 années)
$_7N^{14} + {_1H^1} \rightarrow {_8O^{16}} + \gamma$		
	7,35 Mev	(3.2 x 10^8 années)
$_8O^{16} \rightarrow {_7N^{15}} + \beta^+ + \nu$		
	2,71 Mev	(82 secondes)
$_7N^{15} + {_1H^1} \rightarrow {_6C^{12}} + {_2He^4} + \gamma$		
	4,96 Mev	(1.1 x 10^5 années)



Richard Colin



I.G.D.A.

d'années. Les proto-étoiles sont donc à un moment donné très rares, ce qui explique qu'on ne les observe pas et que nous ne les voyons pas figurer dans le diagramme de Russell-Hertzsprung. On pense que l'étoile se place à la fin de cette contraction sur la série principale. Nous avons représenté le parcours hypothétique de l'étoile pendant cette condensation par la ligne pointillée de la figure ci-contre.

Lorsque l'étoile est placée sur la séquence principale, elle y demeure longtemps, presque jusqu'à la transformation de tout son hydrogène en hélium. L'étoile y reste des milliards d'années. Pour les étoiles massives, une nouvelle réaction s'amorce avant la fin de la combustion de tout l'hydrogène. Deux hélions s'agglomèrent pour former un noyau de béryllium Be^8 qui, à son tour, capture un autre hélion pour former un noyau de carbone C^{12}. L'énergie dégagée dans ces réactions est très importante.

Un calcul précis de la production de l'énergie, de sa transmission à travers l'atmosphère stellaire est possible à chaque instant. Il est aussi possible de calculer l'éclat intrinsèque de l'étoile et son type spectral ou sa couleur équivalente et de placer l'étoile dans le diagramme de Russell-Hertzsprung. On peut ainsi tracer les lignes que suivent les étoiles dans ce diagramme. Si l'on tient compte des temps pendant lesquels chaque étoile stationne en divers points du diagramme, on peut calculer l'accumulation des points, c'est-à-dire le diagramme lui-même. On retrouve assez bien le diagramme des amas globulaires qui sont donc nés dès le début de la formation de notre Galaxie.

Naturellement, l'évolution ne s'arrête pas, et avec la production de carbone, ce sont les éléments plus lourds qui se forment à leur tour. Les calculs de cette phase ne sont pas encore au point. On pense que l'étoile repasse par la ligne de la séquence principale et qu'elle se transforme ensuite en naine blanche.

Le calcul montre que la contraction de la partie centrale est accompagnée, pour les étoiles massives, d'une dilatation de l'extérieur et de l'éjection d'une quantité importante de matière. Cette matière contient maintenant de l'hélium et des atomes lourds, de sorte que l'espace interstellaire se peuple de ces atomes.

La condensation peut recommencer à partir de ce mélange; les étoiles de seconde génération ainsi formées sont les étoiles récentes de population I. La grande différence provient de la présence du carbone dans le mélange initial; il en résulte que, pour les étoiles massives, la température centrale devient assez importante pour déclencher le *cycle du carbone*, qui est un grand générateur d'énergie, ce qui explique la présence des étoiles O et B très chaudes parmi les étoiles de population I alors qu'elles n'existent pas pour les étoiles de première génération. Ces étoiles consomment leur énergie en très peu de temps; elles sont donc très jeunes, de l'ordre de 30 à 50 millions d'années, et, comme elles évoluent très vite, elles ne sont jamais nombreuses à un moment donné de l'évolution de la Galaxie.

On a calculé aussi pour ces étoiles les diagrammes de Russell-Hertzsprung avec les lignes que décrit chaque étoile. On peut étalonner ces lignes en âges, et c'est la comparaison de ces diagrammes théoriques avec les diagrammes observés qui a permis la détermination des âges des amas stellaires de population I. Ici encore l'évolution ultérieure est mal connue; on pense que les étoiles peuvent passer par le stade de supernova en laissant pour résidu une étoile dégénérée et en produisant une émission considérable de matière. Il y a donc une nouvelle régénération de la matière interstellaire, et le cycle peut recommencer.

Notre Soleil est une étoile de population I qui s'est donc condensée à partir de la matière contenant de l'hélium, du carbone, etc. Elle est actuellement, et depuis probablement 5 milliards d'années, sur la série principale dont elle s'éloigne insensiblement, mais les durées de l'évolution stellaire se chiffrent par milliards d'années.

D'après notre schéma d'évolution des étoiles de population II et I, on s'attend à une différence de composition chimique des atmosphères de ces deux types d'étoiles : les étoiles anciennes, formées à partir de l'hydrogène, doivent contenir beaucoup moins d'éléments lourds, notamment de métaux, que les étoiles de formation récente de population I qui, elles, sont formées à partir d'un milieu interstellaire contenant déjà des métaux. Les astrophysi-

ciens ont l'habitude de caractériser cette richesse en métaux par la détermination de la proportion : métaux/hydrogène. La détermination spectroscopique de ce rapport est difficile, et les résultats sont encore imprécis, mais il semble bien établi que les étoiles récentes sont plus riches en métaux que les étoiles anciennes.

Un problème important est la nucléosynthèse des éléments lourds. Les réactions normales sont la capture des hélions par les noyaux déjà formés ; on ne devrait ainsi retrouver dans le mélange que des atomes de nombre atomique 4, 8, 12, etc. Nous avons déjà vu que certains atomes comme N^{14}, O^{16}, etc., se forment par capture de protons. Mais cette capture est difficile à cause d'un effet accessoire dû aux charges des noyaux. La capture des neutrons est beaucoup plus facile, mais ils sont instables et la formation de certains atomes ne peut s'expliquer que si des sources de neutrons existent dans certaines étoiles. On peut imaginer de telles sources.

On a trouvé dans quelques étoiles du technétium $_{43}Tc$, élément radio-actif de période 2 millions d'années. Nous assistons donc à sa création récente. On essaye aussi d'expliquer certaines supernovae par la présence de californium, mais cette théorie est fort discutée.

L'évolution stellaire peut être illustrée par l'exemple de l'étoile *FG Sagittae* qui n'est peut-être pas classique, car son évolution est beaucoup plus rapide que celle qui est prévue par la théorie. Cette étoile est connue depuis de nombreuses années comme une étoile variable, mais elle a attiré l'attention des astronomes de Lick depuis 1958, et son étude a été poursuivie par Herbig et Boyarchuk d'abord, puis par Langer, Kraft et Anderson. C'était en 1894 une étoile faible de magnitude 13,6. Mais en 1955, elle avait la magnitude 10,5 et le type spectral B4. Elle était devenue une supergéante. Son éclat a continué à augmenter d'environ 0,2 magnitude par an, et son type spectral devint B9 en 1960, A3 en 1965 où sa magnitude était de 9,7, puis A7 en 1967, et atteignit même F6 en 1972 (magnitude 9,6). Il semble donc que cette étoile décrive une des trajectoires d'évolution du diagramme Russell-Hertzsprung. Ce qui est surprenant, c'est la rapidité. Comme nous devions nous y attendre, cette évolution était accompagnée de l'éjection d'une enveloppe entre 1960 et 1965. Mais la photographie montre aussi une enveloppe ancienne ayant un âge de l'ordre de 6 000 ans.

Ce qui est intéressant, c'est l'apparition dans le spectre de FG Sag des raies des éléments lourds yttrium, zirconium, cérium et lanthane dont la proportion a augmenté depuis 1967 ; ces éléments sont 25 fois plus abondants que dans l'atmosphère solaire. Ils pourraient être de formation récente et résulter de la capture de neutrons par les éléments du groupe du fer qui sont assez abondants.

On propose pour ces étoiles le *modèle* suivant : dans une partie centrale de l'étoile existe une couche où a lieu la réaction de combustion de l'hélium, où la température serait de l'ordre de 100 millions de degrés K. Au-dessus de cette couche existe une seconde couche où l'hydrogène brûle, et la température est de l'ordre de 10 à 20 millions de degrés. S'il existe des instabilités dans la couche interne, du carbone, formé par la combustion de l'hélium, est projeté vers la couche où brûle l'hydrogène. Il se forme alors de l'azote N^{13} qui se transforme par radio-activité en carbone C^{13}, qui réagit à son tour avec l'hélium pour former de l'oxygène O^{16} et des neutrons. Cette source fournit les neutrons qui sont capturés par les éléments du groupe du fer. On explique ainsi dans ce modèle la création si difficile à comprendre des éléments lourds. L'éjection des enveloppes est liée aux instabilités constatées.

Cycle d'évolution des étoiles

Comme nous l'avons indiqué, le *cycle d'évolution* dépend essentiellement de la masse de matière qui se contracte. En conclusion d'un colloque récent sur cette question, on peut grouper les étoiles d'après cette masse et indiquer les évolutions suivantes :

— Les *étoiles très légères* (dont la masse initiale est inférieure à 1/10 de masse solaire) se contractent sans que jamais leur température intérieure ne puisse atteindre la valeur critique de l'ordre de 10 millions de degrés où l'hydrogène se consume pour se transformer en hélium. Ces étoiles ne sont jamais très lumineuses et ne sont pratiquement pas observables, mais néanmoins, on pense qu'elles existent.

— Les *étoiles de la seconde classe* sont celles qui, au cours de leur évolution, atteignent le stade de la combustion de l'hélium. Il s'agit d'étoiles relativement légères. On admet que leurs masses sont inférieures à 4 masses solaires. Mais cette valeur est incertaine. Notre Soleil fait partie de ce type d'étoiles. On pense qu'après un assez long stationnement près de la branche principale du diagramme de Russell-Herzsprung, elles s'en détachent pour ensuite évoluer rapidement vers le stade de géantes rouges. Puis l'évolution est assez incertaine ; certaines étoiles redeviennent des étoiles plus chaudes et seraient soumises à des pulsations ; elles éjecteraient de la matière en formant des nébuleuses planétaires. Le stade final serait celui de naines blanches.

— Les *étoiles moyennement massives* (entre 4 et 8 masses solaires) atteignent, après le stade de la combustion de l'hydrogène, celui de la combustion de l'hélium et ensuite celui de la combustion du carbone à l'intérieur d'un noyau dégénéré. Ce qui se passe après n'est pas certain : d'après certains théoriciens, ces grosses masses exploseraient pour donner des supernovae avec éjection de matière et formation d'une étoile à neutrons. Selon d'autres, la fin serait la même, mais la durée de l'évolution serait beaucoup plus longue, car l'étoile se refroidit en perdant de nombreux neutrinos qui emmènent de l'énergie.

— Pour les *étoiles hypermassives* (ayant des masses supérieures à 10 masses solaires), la théorie est très imparfaite. On pense, résultat curieux, que ces étoiles ne sont pas explosives, que le cycle du carbone se passe dans un noyau central non dégénéré et que le stade final est un trou noir.

Il est inutile de dire que ces théories ne sont actuellement que des images imparfaites, mais elles donnent des idées importantes bien qu'elles nécessitent encore de nombreuses observations et de nombreux calculs.

Toutes ces théories sont très difficiles à de nombreux points de vue : les calculs sont difficiles à mettre en équation et à exécuter et de nombreuses valeurs des constantes nucléaires sont très mal connues. Mais la théorie est aussi difficile parce que nous connaissons insuffisamment les propriétés de la matière aux hautes pressions et températures. L'hydrodynamique de ces milieux est encore une science débutante. Quelles sont les conditions du mélange de la matière à l'intérieur des étoiles ? Peut-on négliger la turbulence ? Comment se fait le transfert d'énergie ? Il est donc normal que la théorie soit imparfaite, mais les grandes lignes de l'évolution stellaire sont comprises.


C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

▲ Nébuleuse NGC 7635 montrant le résidu d'une explosion d'étoile ; l'étoile est trop faible actuellement pour être identifiée avec certitude.

◄ Page ci-contre, en haut, représentation graphique de l'évolution d'une étoile de masse 1,2 masse solaire (d'après D. Menzel). En bas, schéma de l'évolution (1, 2, 3, 4, 5 et 6 sont les étapes de cette évolution) d'une étoile ayant une masse de 1,2 masse solaire (1,2 MS) dans le diagramme Russell-Hertzsprung. On indique aussi l'évolution d'étoiles ayant des masses de 2,5, 5 et 10 masses solaires (respectivement 2,5 MS, 5 MS et 10 MS). On indique également la couleur et par conséquent la température de l'étoile pendant son évolution.



▲ *Photographie composite de la Voie Lactée. Ce montage de 14 clichés de 60 degrés de champ chacun montre notre Galaxie (la Voie Lactée) telle qu'elle apparaîtrait à un observateur, situé dans notre système solaire, qui ne percevrait que faiblement la lumière provenant des étoiles mais serait en revanche particulièrement sensible à la lumière issue des grands nuages de matière ionisée de l'espace interstellaire. Ces nuages brillants, constitués principalement par de l'hydrogène, s'étendent le long de la Voie Lactée depuis la constellation de l'Aigle (à gauche) jusqu'à celle du Cygne (à droite). On remarque la grande inhomogénéité de leur structure : nuages intenses d'apparence grossièrement circulaire, nuages diffus très étendus, nuages d'aspect filamentaire. Leur température est voisine de 6 000 °K, leurs distances varient de quelques centaines à plus de 6 000 années de lumière. Certains sont totalement masqués à la vue de l'observateur par de la poussière absorbante (zones sombres).*

LES GALAXIES

La Voie Lactée ou Galaxie

La Voie Lactée est la bande laiteuse bien visible en été qui traverse les constellations du Sagittaire, de l'Aigle et du Cygne. En automne, on la voit dans Cassiopée, Persée, le Cocher où elle est d'ailleurs moins brillante. En hiver, elle passe près d'Orion, traverse la Licorne et la Poupe. Naturellement, elle se prolonge dans l'hémisphère austral où elle est très brillante. Elle passe par la Voile, la Carène, la Croix du Sud, le Centaure, la Règle, le Scorpion, elle rejoint le Sagittaire où elle est particulièrement brillante. Nous verrons que le centre de notre système est situé dans cette direction.

L'examen de la Voie Lactée avec des instruments de plus en plus puissants montre qu'elle se résoud en étoiles extrêmement nombreuses. Parmi ces étoiles existent de nombreuses nébuleuses gazeuses et des nuages absorbants. Une étude détaillée de la Voie Lactée montre qu'elle occupe un grand cercle de la sphère céleste, incliné de 63° sur l'équateur céleste. Ce cercle galactique peut être tracé à la fois à l'aide des étoiles brillantes, des étoiles faibles, des nébuleuses, mais aussi par l'émission des raies de la radioastronomie : ondes continues de 1 m ou raie de 21 cm de l'hydrogène neutre. Une étude détaillée de la répartition des étoiles sur le ciel montre un certain nombre de faits intéressants.

Les étoiles brillantes sont plus nombreuses vers le plan de la Galaxie. Ainsi, sur une même surface, il y a trois fois plus d'étoiles dans le plan galactique qu'au pôle. Mais cette concentration augmente beaucoup avec la magnitude : pour la magnitude 10, elle est de 5, pour la magnitude 15 de 14 et pour la magnitude 21 de 62. Le nombre total d'étoiles plus brillantes que la magnitude 21 par degré carré est de 100 000 dans le plan galactique, alors qu'il n'est que de 1 600 au pôle galactique. Le nombre total d'étoiles dont la magnitude est inférieure à une valeur donnée augmente rapidement. Lorsqu'on passe de la magnitude 2 à 3, le nombre est multiplié par 2,8; lorsqu'on passe de 10 à 11, le rapport est 2,7; il devient 2,3 entre 15 et 16, et seulement 1,7 lorsqu'on passe de 20 à 21. Un calcul relativement simple montre que ce rapport serait de 3,98 si tout l'espace était uniformément rempli d'étoiles identiques. Cela n'est donc pas le cas, et, lorsqu'on atteint la magnitude 21, on commence à s'approcher des limites de notre système, la Voie Lactée. Un paradoxe amusant résulte d'un calcul analogue : si l'espace était uniformément rempli d'étoiles, le ciel serait éblouissant, il aurait une température de 6 000 °K, température moyenne des étoiles, ce qui confirme que le système des étoiles n'est pas infini.

La concentration des étoiles vers le plan de la Voie Lactée, la diminution de l'augmentation du nombre d'étoiles avec la magnitude font penser que notre système est analogue à l'une des nombreuses nébuleuses spirales que nous pouvons photographier. La photographie composite de notre Voie Lactée est d'ailleurs étrangement semblable à certaines nébuleuses extragalactiques vues par la tranche. Cela nous amène à prendre ces nébuleuses comme modèles de notre système, la Galaxie.

Les étoiles du voisinage solaire

Avant d'étudier dans son ensemble notre système, étudions d'abord les étoiles voisines du Soleil, ce qui nous donne des indications sur le peuplement en étoiles de la Galaxie en ce point particulier, endroit où se trouve notre Soleil.

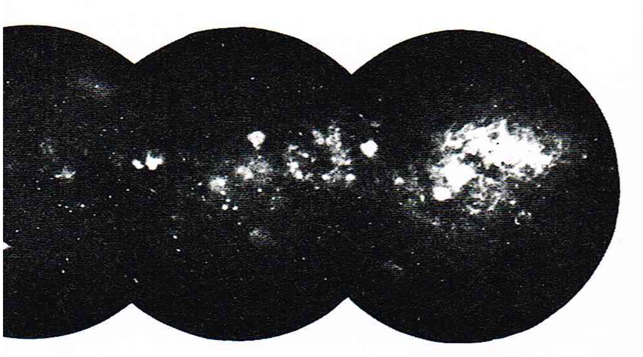
Limitons l'étude à une petite sphère entourant le Soleil, à l'intérieur de laquelle on a des chances d'observer toutes les étoiles. On a ainsi fait la statistique de toutes les étoiles situées dans une sphère de 5 parsecs (16,5 années de lumière) de rayon. Dans ce volume, on a détecté 48 étoiles, dont 23 étoiles isolées, 11 étoiles doubles et 1 étoile triple (40 Eri). Aucune de ces étoiles n'est une étoile variable. Dans cette sphère, le nombre d'étoiles est de 0,094 étoile par parsec cube. Comme beaucoup de ces étoiles sont moins massives que le Soleil, la masse volumique est estimée à 0,057 masse solaire par parsec cube. Rappelons que la matière non condensée en étoiles est probablement du même ordre. Parmi ces étoiles, il n'y a aucune géante (la plus proche géante est Arcturus dont la distance est de 11 parsecs). Par contre, il y a 5 naines blanches. Il est fort probable que nous ne connaissons pas, même dans ce volume réduit, toutes les naines blanches.

On peut faire une étude analogue pour la sphère de 10 parsecs de rayon (33 années de lumière); le nombre d'étoiles devrait être multiplié par 8, mais en fait l'augmentation est plus petite, de l'ordre de 4. Notre connaissance du peuplement, même dans le voisinage du Soleil, est donc très fragmentaire.

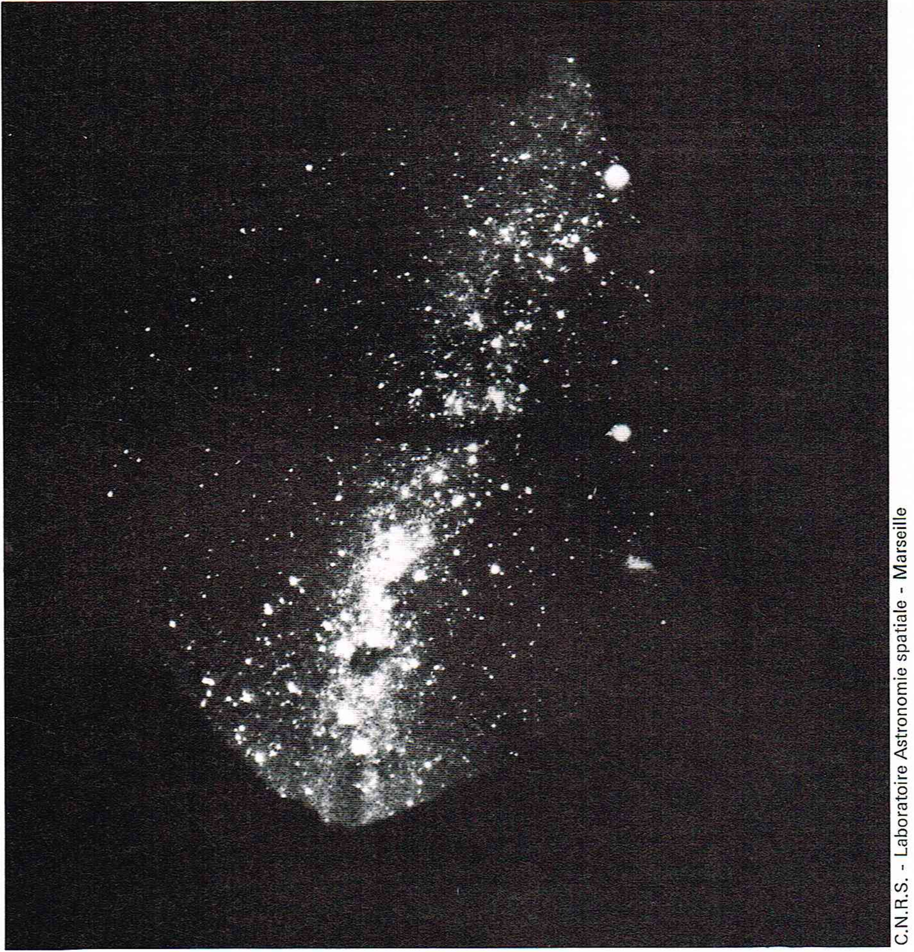
Le mouvement du Soleil dans la Galaxie

Des résultats importants ont été obtenus par l'étude du mouvement apparent des étoiles proches du Soleil. On connaît actuellement la vitesse radiale d'environ 20 000 étoiles. Un examen montre que 95 % de ces étoiles sont des astres relativement proches. On trouve que les vitesses radiales de la majorité de ces étoiles sont assez faibles, comprises, pour fixer les idées, entre + 50 et — 50 km/s. Un examen plus attentif montre que les vitesses radiales des étoiles situées dans la constellation d'Hercule sont négatives; leur valeur moyenne est de — 20 km/s. Par contre, celles de la constellation située à l'opposé, la Colombe, ont une valeur moyenne de + 20 km/s. Cet effet s'explique très bien si l'on admet que, par rapport aux étoiles proches, le Soleil se déplace vers un point de la constellation d'Hercule avec une vitesse de 20 km/s. Ce point est l'*apex solaire*.

Ce résultat est confirmé par le fait que sur le grand cercle situé à mi-distance de l'apex et de l'antapex, les vitesses radiales sont nulles et les mouvements apparents des étoiles sur la sphère céleste dirigés vers l'antapex avec une valeur de 0",04 par an pour des étoiles situées à 100 parsecs (330 années de lumière). Ce mouvement est le mouvement du Soleil par rapport à l'ensemble des étoiles proches. Si l'on répète le calcul en ne s'adressant qu'à des astres



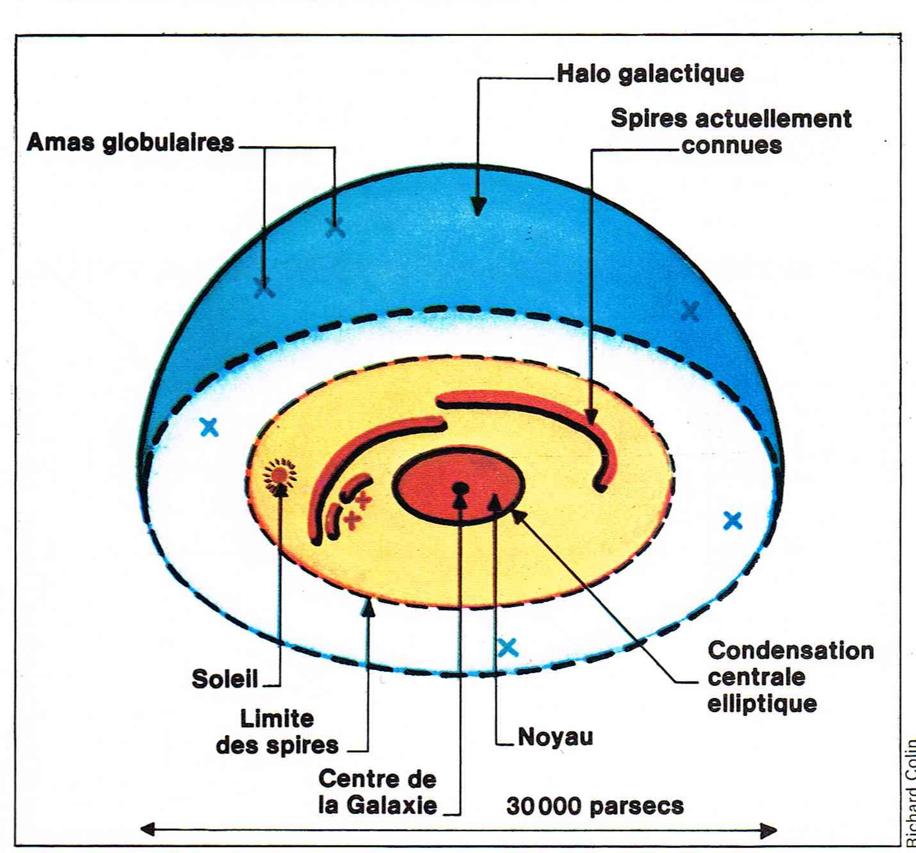
Observatoire de Haute-Provence et
Observatoire européen austral (J.-P. Sivan)



C.N.R.S. - Laboratoire Astronomie spatiale - Marseille

▲ *Photographie à grand champ du ciel dans un miroir concave montrant la Voie Lactée dans l'hémisphère Sud.*

▼ *Représentation schématique de la Voie Lactée.*



Richard Colin

éloignés, Céphéides, RR Lyrae, amas globulaires, etc., le résultat est très différent. On trouve un apex très différent et une valeur de la vitesse beaucoup plus grande. Cet effet s'interprète par le mouvement de l'ensemble des étoiles proches du Soleil, une sorte de groupe local, vers un point de la Voie Lactée situé dans la constellation du Cygne, sensiblement à 90° de la constellation du Sagittaire. La valeur de la vitesse est mal définie, car l'échantillon des astres est réduit; elle est de l'ordre de 250 km/s. Nous reviendrons sur ces faits.

La Galaxie

Comme nous l'avons déjà indiqué, l'idée que l'ensemble de notre Voie Lactée est une nébuleuse spirale, analogue à la grande nébuleuse d'Andromède ou à celle de la Chevelure de Bérénice, s'est imposée. Cette hypothèse a été vérifiée par de nombreuses observations. Nous avons déjà indiqué que notre système est limité dans l'espace et qu'il est plat. Des études statistiques précises ont montré qu'à 1 000 années de lumière au-dessus du plan galactique, dans le voisinage du Soleil, la densité stellaire est divisée par quatre. Mais l'épaisseur dépend du type d'étoiles considéré, aussi parle-t-on de systèmes plus ou moins plats. Le système le plus plat est celui des étoiles chaudes et des nébuleuses gazeuses associées. Le système des amas ouverts est aussi plat. Pour ces astres, le nombre est réduit par quatre à 350 années de lumière. Par contre, comme nous l'avons vu, le système des amas globulaires, celui des RR Lyrae, est presque sphérique. A 20 000 années de lumière au-dessus du plan de la Voie Lactée, il y a encore des amas globulaires.

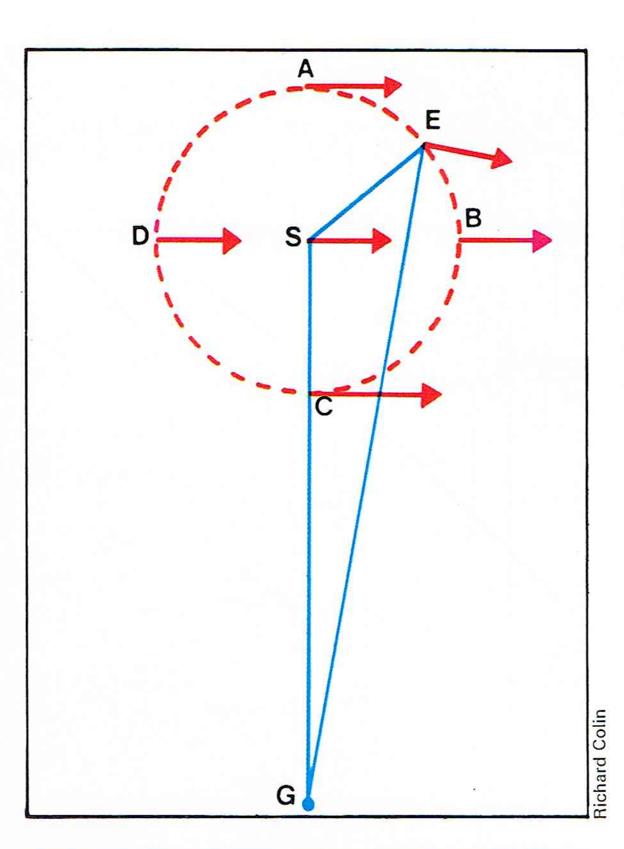
Décrivons la Galaxie telle que nous nous la représentons actuellement. Un *noyau* central, très lumineux, mais invisible optiquement à cause de l'absorption interstellaire, est situé dans la constellation du Sagittaire. Les radioastronomes l'observent facilement et ont déterminé ses coordonnées avec une grande précision. Ce noyau est d'ailleurs double. Il est bien situé dans le plan de la Voie Lactée. Le Soleil, situé à 33 000 années de lumière (10 000 parsecs) de ce point, tourne autour de ce centre, avec une vitesse située dans le plan de la Galaxie. La vitesse est rétrograde (sens des aiguilles d'une montre). Sa valeur est estimée à 216 km/s. La localisation du centre est confirmée par le fait que le système des amas globulaires et celui des novae sont centrés sur le même point, ce qui a permis la première détermination grossière de ce centre. Remarquons que les valeurs de la distance du Soleil au centre de la Galaxie et de la vitesse de rotation des étoiles dans le voisinage solaire ne sont pas encore bien établies. Certains astronomes proposent 9 000 parsecs pour la distance et 250 km/s pour la vitesse. Ces valeurs ne changent pas beaucoup les masses et les périodes de révolution que nous indiquerons plus loin.

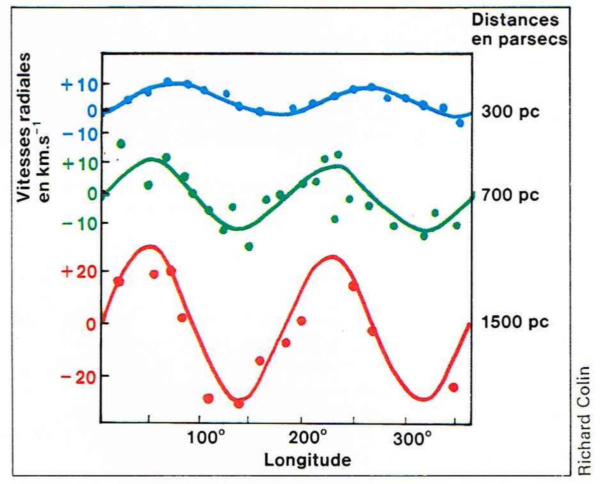
Autour du noyau existe, comme dans la plupart des galaxies extérieures, une *condensation centrale elliptique* dont l'épaisseur est estimée à 12 000 années de lumière (4 000 parsecs), et le diamètre au double. Cette partie centrale doit contenir une très grande partie de la masse de la Galaxie. Elle contient beaucoup d'étoiles anciennes, de

▶ *Représentation schématique de la rotation de la Galaxie. Les étoiles A, B, C, D, E et le Soleil S sont animés d'un mouvement de rotation autour du centre de la Galaxie G. Il est possible sur ce graphique de se rendre compte que les étoiles en A, B, C, D sont immobiles dans le sens du déplacement radial (B et D vont aussi vite que S; A, C et S ont des vitesses perpendiculaires aux lignes de visée). Ce n'est pas le cas pour l'étoile E qui a donc une composante radiale de la vitesse.*

▶ *Sur ce graphique, on a reporté les vitesses radiales de trois groupes d'étoiles : le premier situé à 300 pc, le second à 700 pc, le troisième à 1 500 pc. La rotation différentielle est bien visible. Ce graphique permettait de trouver une constante de A de 19 km · s⁻¹ pour 1 kpc (la valeur admise est maintenant 15).*

▼ *A gauche, schéma de la partie interne de la Galaxie montrant deux bras situés à 3 000 parsecs du centre et en mouvements rapides. A droite, représentation des bras spiraux de notre Galaxie, d'après les observations effectuées avec la raie de 21 cm de l'hydrogène. Le Soleil se trouve à environ 9 kiloparsecs du centre de la Galaxie, près du bras d'Orion; le bras de Persée est à l'extérieur et celui du Sagittaire vers le centre; autour du centre galactique se trouve un bras qui est en expansion.*



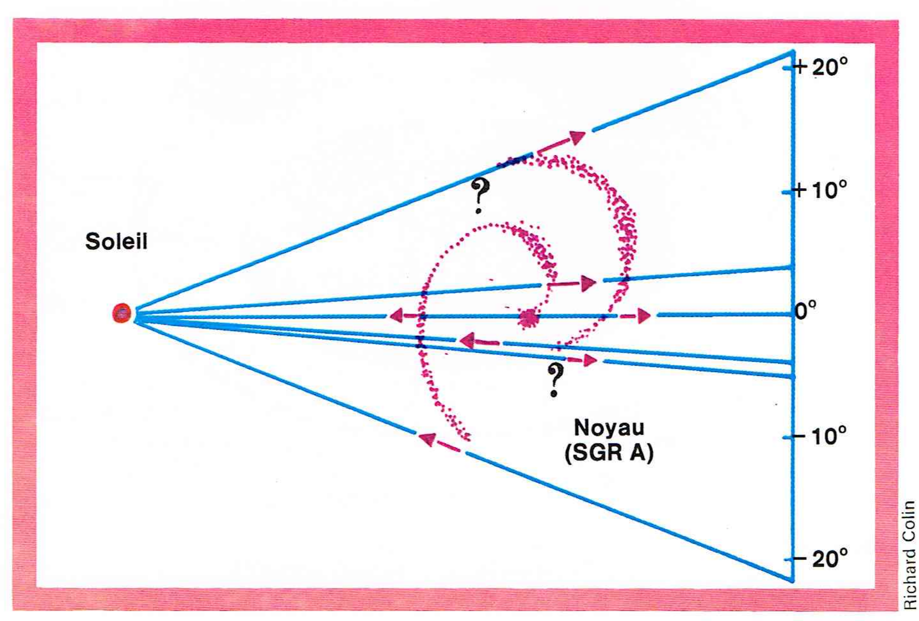


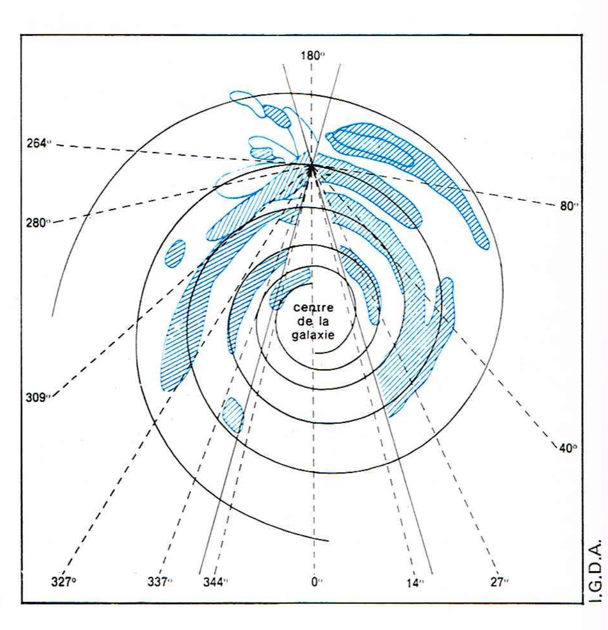
population II, dont la découverte a permis à Baade de confirmer la distance du centre au Soleil à 10 000 parsecs.

Le mouvement du groupe stellaire local est perpendiculaire à la direction du centre de la Galaxie. Ce groupe local exécute donc une rotation autour de ce centre. Avec les données que nous venons d'indiquer, il est possible de calculer la période de ce mouvement. Il suffit de diviser la longueur de la circonférence décrite par le groupe local, exprimée en kilomètres, par la vitesse 216 km/s. On trouve une période de 280 millions d'années. Si l'on peut admettre que ce mouvement est keplérien, c'est-à-dire que la masse peut être considérée comme concentrée au centre de la Galaxie, on trouve une masse de 110 milliards de Soleils. En fait, des études ultérieures ont montré que cette approximation n'est pas mauvaise; au moins 3/4 de la masse sont concentrés dans la condensation centrale.

Naturellement, la Galaxie n'est pas un solide, et elle ne tourne pas comme un solide. Il en résulte que les étoiles ont des mouvements relatifs par rapport au Soleil. Il est important de déterminer comment varie la vitesse en fonction de leur situation. Un modèle simple a été introduit par J. Oort qui suppose qu'en chaque point de la Galaxie, les étoiles sont animées d'un mouvement de rotation autour du centre avec une vitesse qui n'est fonction que de la distance au centre. En d'autres termes, la vitesse est perpendiculaire à la direction au centre et n'est fonction que de la distance R au centre. Avec ce modèle, il est facile de calculer la vitesse d'une étoile par rapport au Soleil.

Oort a montré que les étoiles situées à une distance r donnée du Soleil, par exemple à 1 000 parsecs (3 300 années de lumière), ont des vitesses radiales nulles dans quatre directions : la direction du centre de la Galaxie et son opposé ainsi que dans la direction à 90° qui est la direction du mouvement et son opposé. Dans les octants, vers 45, 135, 225 et 315°, les vitesses radiales oscillent entre des valeurs $\pm$ Ar, où A est la constante de Oort qui vaut 15 km/s pour r = 1 000 parsecs. La théorie permet d'en déduire une indication importante sur la loi des vitesses de rotation. Mais il est encore plus important de déterminer cette loi elle-même. Cela est possible grâce à la radioastronomie. Si l'on observe dans une direction donnée, on mesure la vitesse radiale de tous les nuages d'hydrogène situés dans cette direction. On observe un certain nombre de maximums. La valeur la plus extrême correspond au nuage situé sur la perpendiculaire menée du centre de la Galaxie à la direction de visée. Le calcul permet de déduire de ces valeurs la courbe de rotation pour tous les points plus proches du centre galactique que le Soleil. Cette courbe peut être extrapolée à l'aide d'un modèle pour les distances plus grandes. Une fois cette courbe connue, il est possible de déterminer la distance des nuages d'hydrogène et de tracer les bras de la Galaxie. Malheureusement, l'opération est délicate. Elle a pu être résolue récemment, en 1975, de façon élégante, en révisant la loi de rotation par la mesure des distances des étoiles associées aux nébuleuses.





Donnons encore quelques détails sur le *centre galactique* qui est la source radioastronomique Sgr A. On a pu montrer que cette source est entourée de nuages de gaz, de poussières et surtout de molécules. C'est d'ailleurs dans cette source que l'on a reconnu le plus grand nombre de molécules. La partie centrale, à l'intérieur du bulbe, contient probablement des bras en rotation rapide et en expansion, avec des vitesses de l'ordre de 100 km/s. On assiste à une sorte d'éjection de matière du centre galactique, et l'on ne comprend pas bien son origine ; on a cru y voir une confirmation de la *théorie de la création continue* de Hoyle.

La détermination de l'âge de la Galaxie est difficile. On estime l'âge à 15 milliards d'années, et l'on suppose que la partie plate, constituée par les bras, s'est condensée il y a 10 milliards d'années, mais qu'elle a laissé subsister des astres résiduels : amas globulaires, étoiles RR Lyrae, étoiles vieilles diverses qui forment le *halo galactique*, qui est une sorte de grand ellipsoïde de révolution de plus de 30 000 parsecs ou 100 000 années de lumière de diamètre et de 80 000 années de lumière d'épaisseur. En dehors du plan galactique, la densité est extrêmement faible. Il paraît contenir quelques petits nuages d'hydrogène à grande vitesse. Le système du halo ne participe pas à la rotation générale, et de ce fait, les astres du halo ont souvent de grandes vitesses radiales par rapport au Soleil.

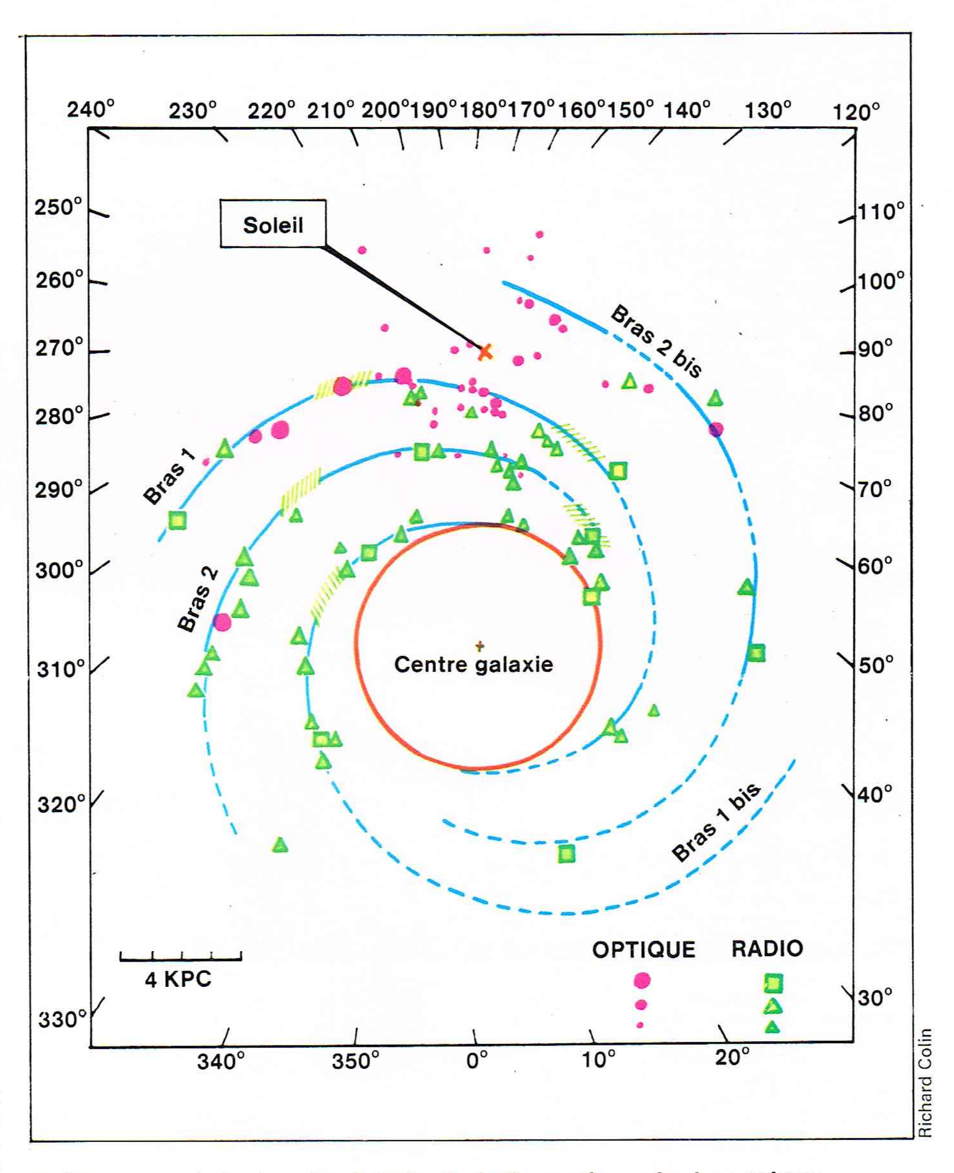
D'après ce que nous savons, notre Galaxie n'est pas exceptionnelle. Son diamètre de 100 000 années de lumière, sa masse de 110 milliards de Soleils, sa luminosité estimée, de l'extérieur, à celle de 12 milliards de Soleils sont des valeurs rencontrées pour beaucoup d'autres galaxies : la nébuleuse d'Andromède par exemple a un diamètre de 80 000 années de lumière, une masse de 300 milliards de Soleils et sa luminosité est estimée à celle de 17 milliards de Soleils. La courbe de rotation est analogue.

Notre Galaxie, parmi les milliards qui peuplent l'Univers, est vraiment quelconque ; elle n'est ni la plus grande, ni la plus petite et sa forme est classique. Sa position au milieu d'un amas local de galaxies ne peut pas être localisée dans l'Univers. L'homme n'est pas le centre de l'Univers ; il en est de même de la Terre et du Soleil, et même de la Galaxie où il se trouve.

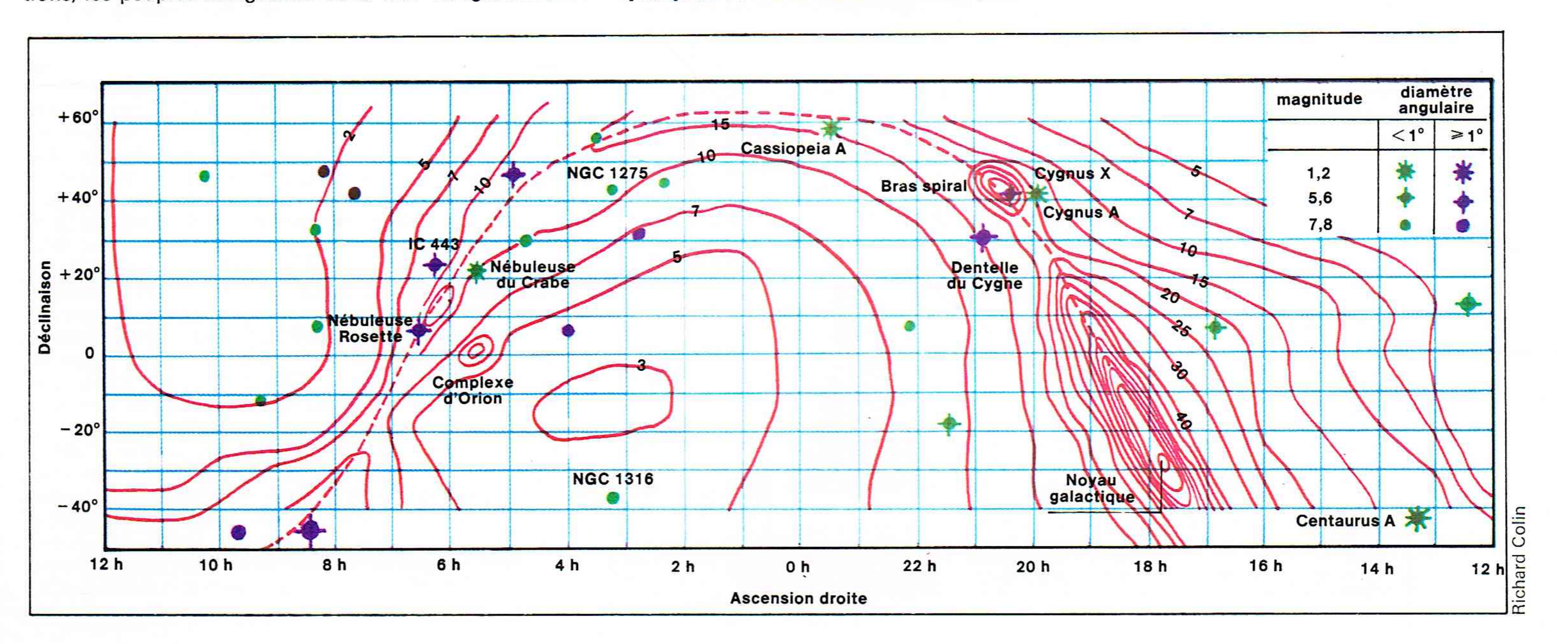
Les deux Nuages de Magellan

On désigne sous le nom de Nuages de Magellan deux taches laiteuses visibles à l'œil nu et qui apparaissent comme deux lambeaux détachés de la Voie Lactée. Cette apparence n'est d'ailleurs, comme nous le verrons, pas fausse : les deux Nuages sont de petites galaxies satellites de la nôtre.

Leur nom traditionnel est dédié à la mémoire de Magellan qui les a forcément observés lors de ses voyages d'exploration dans l'hémisphère austral. Mais, selon les traditions, les peuples navigateurs de la mer Rouge, ancêtres



▲ ***Structure spirale de notre Galaxie. En traits continus : les bras spiraux déterminés par les régions d'hydrogène observées optiquement ou par radio; en traits discontinus : leurs symétriques. Les zones hachurées correspondent aux maximums d'intensité du continuum radio de l'hydrogène neutre (Yvonne Georgelin - Observatoires de Marseille et de Haute-Provence).***
▼ ***Courbe d'égale intensité radioélectrique de la Galaxie et quelques sources radioastronomiques.***





▲ *Photographie d'ensemble du Grand Nuage de Magellan montrant bien la barre centrale et les nuages stellaires.*
▼ *Histogramme des vitesses radiales des étoiles d'une petite partie des étoiles du Grand Nuage de Magellan. La bosse correspondant à 26 km · s⁻¹ représente les étoiles galactiques; la bosse correspondant à 311 km · s⁻¹ représente les étoiles du GNM.*

des Arabes actuels, ont aussi observé les deux Nuages. Le Grand Nuage peut être vu jusqu'à la latitude de + 25°, c'est-à-dire de régions comme la mer Rouge. Le Petit Nuage est plus près du pôle Sud, et il n'est visible que de régions plus méridionales. Il y a 3 000 ans, par suite de la précession des équinoxes, le pôle Sud était situé au milieu du Petit Nuage, et cet astre a servi aux navigateurs qui allaient vers le sud depuis la mer Rouge.

Le Grand Nuage de Magellan

Le Grand Nuage de Magellan (GNM) est bien visible à l'œil nu, situé à 5 h 30 mn d'ascension droite et — 68° de déclinaison; c'est une constellation qui culmine au mois de décembre lorsque la constellation d'Orion est, pendant l'été austral, presque au zénith. A l'œil nu, son diamètre angulaire est de l'ordre de 5°, sa brillance est très voisine de celle de la Voie Lactée. La photographie avec un petit instrument montre une structure assez irrégulière. Une partie centrale assez floue s'étend sur 3° de longueur et fait penser à la barre d'une spirale barrée, d'où son nom de la « Barre ». Mais il faut beaucoup d'imagination pour voir les bras de spirales qui devraient s'en échapper. Les photographies avec de grands instruments révèlent de très nombreuses étoiles, des amas, des nébuleuses gazeuses, tout à fait analogues aux astres de notre Voie Lactée. On peut reconnaître notamment de nombreuses étoiles supergéantes bleues, quelques étoiles supergéantes rouges qui sont les étoiles les plus brillantes de cette galaxie.

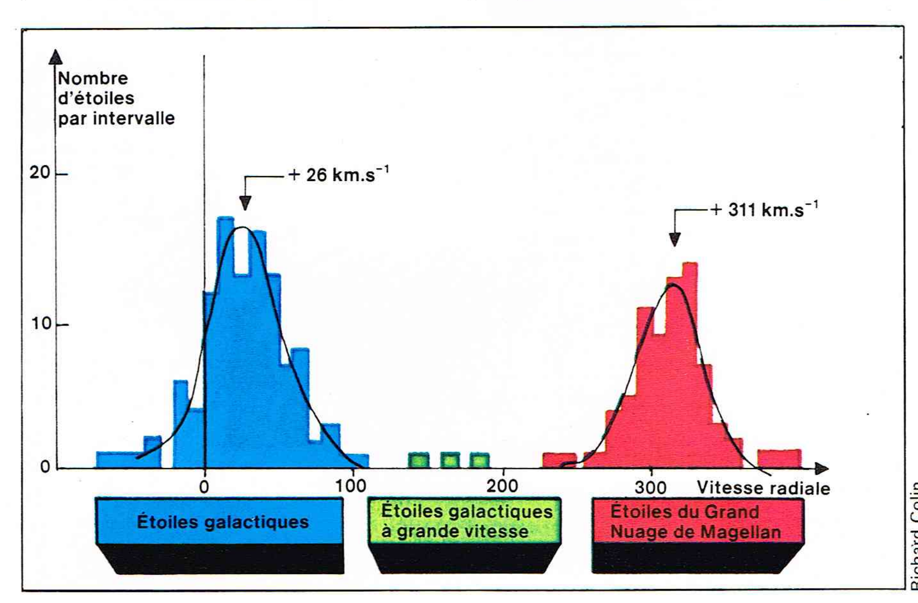
La détermination précise de la distance du Grand Nuage a été difficile; seule la méthode photométrique peut être appliquée. Il faut pour cela mesurer l'éclat apparent d'astres dont les propriétés spectrales ou photométriques permettent de déterminer l'éclat absolu. La détermination de la magnitude apparente ne présente pas de difficultés majeures, encore faut-il corriger ces valeurs de l'absorption dans notre Galaxie, qui n'est d'ailleurs pas très grande. Par contre, la détermination de l'éclat intrinsèque (magnitude absolue) de ces astres pose des problèmes, car cette mesure doit être faite sur des étoiles de notre Galaxie. Rappelons que la différence entre la magnitude apparente et la magnitude absolue, ou *module de distance,* est l'indicateur de distance. Pour le Grand Nuage, ce module $m - M$ vaut 18,6 (si l'on a eu soin de corriger les mesures de l'absorption dans la Voie Lactée); la distance correspondante est de 52 000 parsecs ou 172 000 années de lumière. Lorsque cette valeur est connue, le Grand Nuage peut servir aisément à la détermination de la magnitude absolue de n'importe quel astre qu'on peut y découvrir. Il suffit de retrancher à cette magnitude la valeur 18,9 (et non 18,6, car on tient ainsi compte de l'absorption galactique).

L'étoile la plus brillante du Grand Nuage est une étoile de type spectral A0 et de magnitude apparente 9,2; sa magnitude absolue est — 9,7 (le Soleil a une magnitude absolue de 4,7); un calcul aisé montre que l'étoile considérée brille comme 600 000 Soleils. C'est l'étoile non explosive la plus brillante que nous connaissions. Il y en a eu aussi probablement dans notre Galaxie, mais il est pratiquement impossible de les reconnaître, car on ne connaît pas leurs distances.

Cette étude des étoiles est d'ailleurs assez rapidement limitée, car une étoile comme notre Soleil, située dans le Grand Nuage, a une magnitude apparente de 23,6 et n'est actuellement observable avec aucun des instruments en service dans l'hémisphère Sud. Si on limite l'étude aux étoiles plus brillantes que la magnitude 12,5, on doit pouvoir reconnaître toutes les étoiles plus brillantes que la magnitude absolue — 6,4, c'est-à-dire 25 000 fois plus brillantes que notre Soleil. La reconnaissance de ces étoiles n'est pas aisée. En effet, en dépit du fait que le Grand Nuage de Magellan est situé à 30° au-dessous du plan de la Voie Lactée, le nombre des étoiles de notre Galaxie dans cette direction est encore très grand.

La voie royale pour faire le tri est la mesure de la *vitesse radiale* des étoiles. En effet, le Grand Nuage de Magellan s'éloigne de nous avec une vitesse de 250 km/s. Il s'agit de la vitesse relative de l'observateur, car celui-ci est entraîné par le mouvement de rotation de la Galaxie; il se trouve que ce mouvement, dont la vitesse est de l'ordre de 220 km/s, est sensiblement dans la direction opposée à celle du Grand Nuage, de sorte que la plus grande partie de la vitesse s'explique par la rotation galactique. Mais cela n'enlève rien à la valeur du critère, car les étoiles du voisinage solaire participent aussi à la rotation galactique, sauf les étoiles du halo galactique et celles de population II qui ne participent pas à la rotation; ainsi quelques étoiles de ces types peuvent-elles se faufiler parmi les étoiles du Grand Nuage de Magellan. Une étude plus détaillée des étoiles à grande vitesse permet de faire le tri définitif.

Comme il s'agit de reconnaître des centaines d'étoiles parmi des milliers d'étoiles galactiques, la méthode classique du spectrographe à fente est un travail très laborieux. La mesure de ces vitesses radiales avec le prisme objectif de Fehrenbach est aisée et a permis de faire le tri suivant : parmi plus de 5 000 étoiles examinées, on a trouvé 600 étoiles du GNM et une quarantaine d'étoiles à grande vitesse de notre Galaxie. Ces dernières ont des spectres et



des couleurs un peu différents de ceux des supergéantes du Nuage ; elles présentent un très haut intérêt pour l'étude de la Galaxie. Les études ont été faites dans le cadre de l'Observatoire européen ; les clichés, pris en Afrique du Sud, puis au Chili, ont été dépouillés en France. En même temps, une classification des étoiles supergéantes a été faite à l'Observatoire américain de Tololo (Chili). L'accord entre les deux déterminations est excellent, sauf pour une trentaine d'étoiles qui sont des étoiles à types spectraux un peu différents de ceux des supergéantes normales de notre Galaxie ; ils ont été ignorés par les astronomes américains.

L'étude de ces astres a d'abord montré que les étoiles géantes du Grand Nuage ne sont pas essentiellement différentes de celles de la Galaxie. La recherche et même l'étude des étoiles galactiques sont bien plus difficiles, car elles sont situées partout dans la Voie Lactée, à des distances inconnues, et souvent elles sont affaiblies par l'absorption.

Les étoiles normales du GNM se placent bien dans le diagramme de Russell-Hertzsprung dans la région des supergéantes, mais elles n'y forment pas une famille bien définie comme le font les géantes ou les étoiles de la série principale. Les plus lumineuses sont des étoiles bleues et rouges ; les étoiles violettes (O et B) sont moins lumineuses. On a l'impression qu'il s'agit d'un mélange d'étoiles plus ou moins jeunes mais dont les âges s'échelonnent entre quelques millions et 1 milliard d'années.

Il est très important d'étendre cette étude à des astres plus faibles lorsque nous disposerons d'instruments plus puissants. Par nécessité, à cause du nombre gigantesque d'étoiles, on limitera l'étude à quelques régions. L'étude détaillée de la répartition des étoiles dans ce diagramme donnera alors une idée précise de l'âge de cette galaxie.

Le Grand Nuage contient tous les astres particuliers de notre Galaxie. Parmi les étoiles, on a trouvé naturellement les étoiles variables : les plus fameuses sont les Céphéides ; c'est d'ailleurs leur étude dans le Petit Nuage qui a permis à Miss Leavitt de découvrir l'importante *relation période-luminosité* qui est confirmée dans le GNM où les Céphéides de la plus longue période ont des magnitudes apparentes de 10 à 11, alors que les plus rapides se situent vers 17 à 18. C'est dans le GNM que l'on a mis définitivement en évidence que les étoiles RR Lyrae, situées vers la magnitude 18,5 à 19, y forment une famille séparée de celles des Céphéides normales. On a trouvé dans le GNM un certain nombre d'étoiles nouvelles ; ces novae ont des magnitudes de l'ordre de 10 à 11 ; elles sont donc semblables aux novae galactiques ; depuis que des moyens puissants surveillent le ciel austral, on en trouve toutes les années.

Nous ne pouvons faire la liste de toutes les étoiles particulières découvertes dans le GNM ; signalons les étoiles à atmosphères étendues qui présentent les raies interdites du fer et de nombreux autres atomes, les étoiles de Wolf-Rayet qui sont au nombre d'une quarantaine et que l'on peut classer en étoiles à carbone ou à azote comme dans notre Voie Lactée. Nous connaissons plusieurs dizaines de nébuleuses planétaires.

Magnitude apparente
Éclat des étoiles en éclats solaires
10 — 400 000
11 — 160 000
12 — 63 000
13 — 25 000
Indice de couleur −0,5 0 0.5 1.0 1,5
Richard Colin

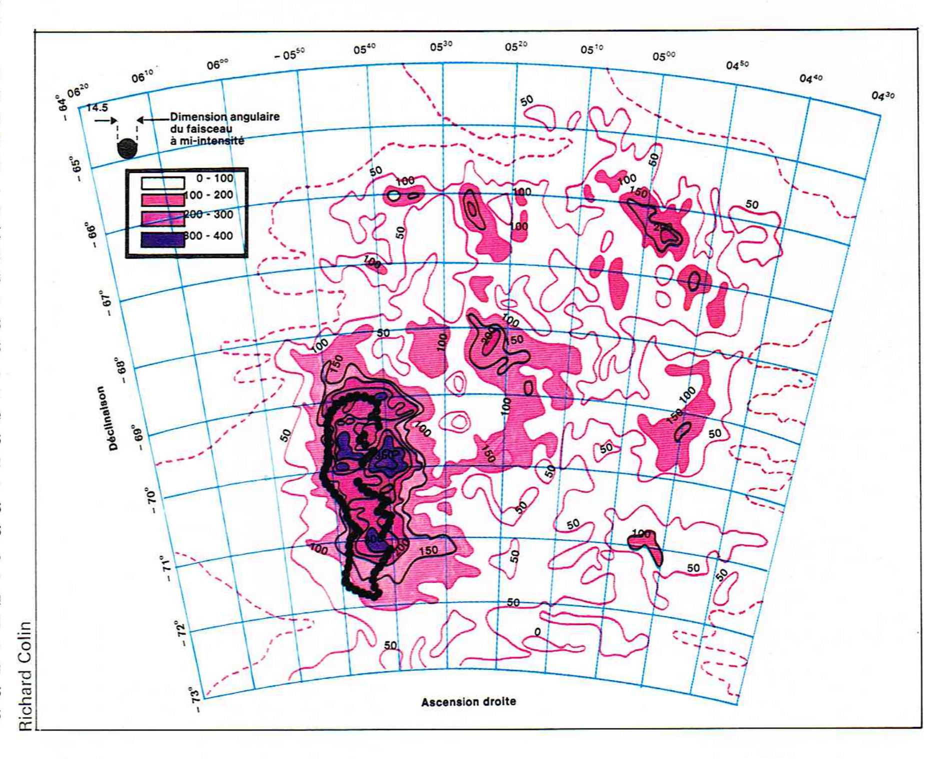
◀ *Diagramme des couleurs (Russell-Hertzsprung) des étoiles les plus brillantes du GNM. La plupart des étoiles brillantes sont bleues mais il existe des étoiles rouges. Ces étoiles ont des éclats compris entre 500 000 et 25 000 éclats solaires (Observatoires de Marseille et de Haute-Provence ; E.S.O.).*

Il existe des amas stellaires ouverts. Vu la distance du GNM, ils sont petits et peu apparents, sauf ceux qui sont noyés dans une nébuleuse comme l'ensemble d'étoiles qui entoure 30 Dorade. Cette nébuleuse est très brillante et plus étendue que la nébuleuse d'Orion qui entoure l'étoile multiple θ Orion. Ces nébuleuses du GNM ont des spectres très analogues, sinon identiques. De nombreuses autres nébuleuses gazeuses ont été découvertes dans le Grand Nuage.

Celui-ci contient aussi un grand nombre d'amas globulaires qui ont des dimensions de l'ordre de 40″ et des magnitudes de l'ordre de 11. Il est possible de les résoudre en étoiles, et même de mesurer la couleur des étoiles. Un certain nombre de ces amas globulaires sont identiques à ceux de notre Galaxie et doivent être considérés comme des amas de population II. Mais il existe aussi des amas contenant de nombreuses étoiles bleues : ces amas posent encore un grand problème aux astrophysiciens.

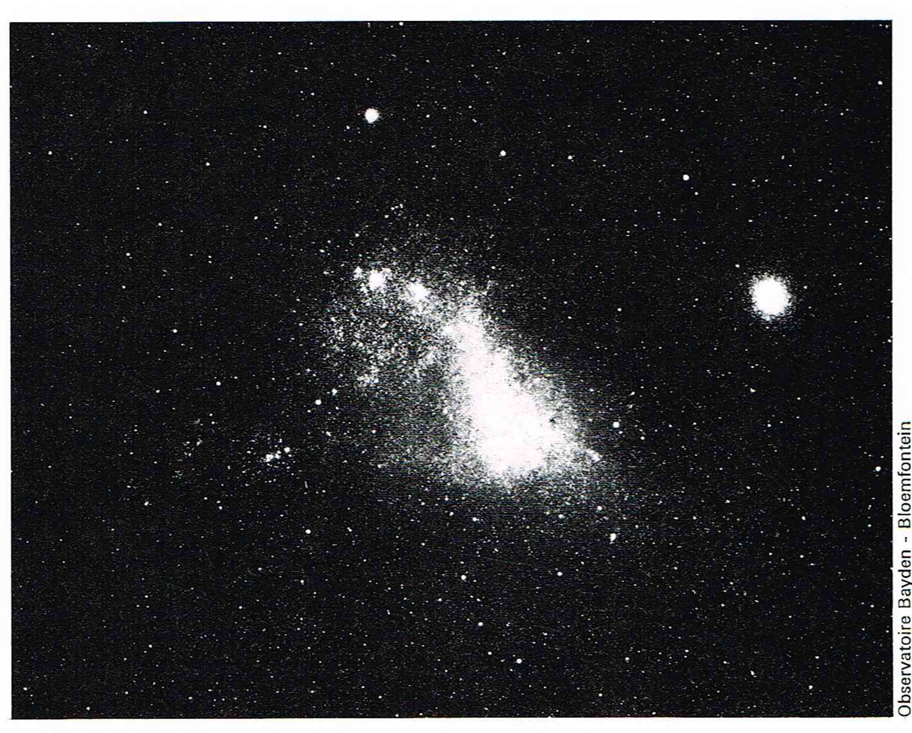
L'espace entre les étoiles du GNM est rempli, comme le milieu interstellaire galactique, d'atomes et de poussières. On y a mis récemment en évidence des molécules complexes. La nature de toutes ces particules : poussières, atomes, molécules, est identique à celle des particules de notre Galaxie. Elles émettent des radiations dans le

▼ *Isophotes radio du Grand Nuage de Magellan (d'après McGee et Milton).*



domaine des ondes hertziennes : raies de 21 cm de l'hydrogène neutre et spectre continu dû au freinage des électrons. Cela a permis aux radioastronomes de tracer des isophotes qui sont d'ailleurs plus étendues que la contrepartie optique, et elles montrent une liaison avec le Petit Nuage. Aucun pont, entre le GNM et notre Galaxie, n'a été mis en évidence avec certitude ni par l'optique, ni par la radioastronomie. Un long filament qui traverse tout le ciel et passe par le GNM ne paraît pas être un tel pont.

La situation du GNM dans l'espace pose quelques problèmes. Le centre de gravité de la figure optique ne paraît pas bien coïncider avec le centre de gravité radio. Ces deux centres sont situés dans la Barre. Celle-ci est relativement pauvre en étoiles supergéantes et pourrait être riche en étoiles vieilles de population II. Le reste de la nébuleuse est probablement plan. Mais, si nous connaissons assez bien l'intersection de ce plan avec le plan du ciel (la direction de l'intersection est sensiblement nord-sud), l'inclinaison du plan est très mal connue. On admet en général une valeur de l'ordre de 30°. La limite extérieure apparente du GNM étant sensiblement circulaire, l'ensemble est ainsi en réalité assez peu allongé : les dimensions sont estimées à 7 000 sur 6 000 parsecs. Naturellement, cet ensemble n'est pas immobile ; les étoiles doivent décrire des orbites autour du centre de gravité, et la mesure des



Observatoire Bayden - Bloemfontein



Mount Wilson and Palomar Observatories

vitesses stellaires permet de déterminer, par l'application de la loi de Newton, la masse du Grand Nuage. Mais cette détermination n'est pas très précise, car la courbe de rotation du GNM est plus ou moins mal définie, les étoiles ayant des dispersions de vitesses considérables. Quoi qu'il en soit, la masse généralement admise est de 10 milliards de masses solaires, dont environ la moitié est condensée en étoiles brillantes, le reste en poussières, gaz et étoiles peu lumineuses, naines blanches, etc.

Le GNM est donc une galaxie beaucoup plus petite que la nôtre, 5 fois plus petite par ses dimensions linéaires, 10 fois par sa masse, 5 fois par son éclat. Elle n'a pas de noyau central ; si la Barre peut être assimilée à une barre de nébuleuse de classe SBc, les bras de spirales ne peuvent pas être tracés, seules quelques associations plus ou moins diffuses peuvent être dessinées.

Par sa distance à notre Galaxie, 52 000 parsecs du Soleil et aussi du centre de la Galaxie, on peut considérer le GNM comme une galaxie satellite de la nôtre.

Le Petit Nuage de Magellan

Le Petit Nuage de Magellan est un autre compagnon de notre propre Galaxie. Le Petit Nuage est nettement plus petit que le GNM : situé à 63 000 parsecs, il n'a qu'un diamètre de 3 000 parsecs ; sa masse et sa luminosité sont 5 fois plus petites que celles du GNM. Sa structure est très irrégulière, et il contient beaucoup moins de matière interstellaire que le GNM. A cause de sa moindre richesse, il a été moins étudié, bien qu'à part les nébuleuses gazeuses il contienne des astres aussi intéressants que le GNM.

Notre Galaxie avec ses satellites, les deux Nuages de Magellan, est donc un astre assez semblable à la nébuleuse d'Andromède qui a aussi deux compagnons mais elliptiques.

Les nébuleuses extragalactiques

Les nébuleuses gazeuses font partie de la Voie Lactée, et nous avons étudié leur nature. Les nébuleuses extragalactiques sont au contraire des systèmes lointains, analogues à notre Voie Lactée. Elles sont de formes variées, mais, en général, elles sont floues avec quelquefois un noyau central. Certaines nébuleuses présentent aux grands instruments une structure en spirale, qui se révèle avec beaucoup de netteté par la photographie. Ces astres sont essentiellement formés d'étoiles qu'on peut séparer par la photographie pour les plus grandes ; pour les autres, le spectre est un spectre continu à raies d'absorption comme celui des étoiles. Certaines nébuleuses ont l'aspect de fuseaux avec noyau et condensation centrale, comme celle de la Chevelure de Bérénice, d'autres sont irrégulières comme les deux Nuages de Magellan.

Ces nébuleuses sont réparties sur tout le ciel, mais on ne les trouve pas près du plan de la Voie Lactée dont l'absorption empêche de voir celles qui sont situées dans cette direction. On a adopté pour tous ces astres le nom de **galaxies.**

Trois galaxies sont visibles à l'œil nu. La nébuleuse d'Andromède est une spirale de 2° de diamètre apparent, dont on perçoit déjà la forme avec une paire de jumelles ; elle a une magnitude globale de 3,5. Dans l'hémisphère austral, le Grand et le Petit Nuage de Magellan que nous avons déjà décrits sont des astres visibles à l'œil.

Une trentaine de nébuleuses extragalactiques sont plus brillantes que la magnitude 9. Mais nous verrons que les galaxies faibles sont extrêmement nombreuses. On a l'habitude de désigner ces astres, comme d'ailleurs les nébuleuses gazeuses, par leur numéro de catalogue. Ainsi la grande nébuleuse d'Andromède sera encore désignée par M31 car c'est la 31e nébuleuse dans le Catalogue de Messier, ou NGC 224 car elle a ce rang dans le New General Catalogue de Dreyer.

Les photographies réalisées grâce aux grands télescopes permettent de reconnaître dans les nébuleuses proches un grand nombre de détails. Dans les bras des spirales, on reconnaît des étoiles, des amas stellaires, des nébuleuses gazeuses analogues à celles de notre Galaxie. Dans les nébuleuses irrégulières, ces astres se trouvent disséminés dans toute la galaxie.

La reconnaissance d'étoiles variables a une importance particulière. Rappelons que de nombreuses Céphéides ont été découvertes dans les deux Nuages de Magellan ; leur étude a montré qu'il existe une relation précise entre la



◀ *Deux détails de la* **galaxie d'Andromède.** *A gauche, une photographie obtenue en lumière bleue montre de nombreuses étoiles qui sont de population I (géantes et supergéantes). A droite, la nébuleuse elliptique NGC 205, qui est très probablement un compagnon de la grande spirale d'Andromède. Cette photographie a été obtenue en lumière jaune. Les étoiles de cette nébuleuse sont de population II. Les étoiles lumineuses distribuées presque uniformément sur les deux photographies appartiennent toutes à la Voie Lactée (Observatoires des monts Wilson et Palomar).*

période et l'éclat intrinsèque des Céphéides. Ces mêmes astres ont été aussi découverts dans la nébuleuse d'Andromède. On a déterminé leurs périodes et, par conséquent, leurs éclats intrinsèques. La comparaison de ces grandeurs avec les éclats apparents permet de déterminer la distance de la nébuleuse. Cette détermination n'a pas été sans difficultés, car, à l'origine, la relation période-luminosité des Céphéides était mal étalonnée. On peut considérer que cette question est maintenant résolue.

On obtient ainsi pour la nébuleuse d'Andromède la valeur de 23,8 pour la différence entre la magnitude apparente et la magnitude absolue, c'est-à-dire le module de distance. Cette valeur permet le calcul de sa distance, qui est de 570 000 parsecs ou 1,8 million d'années de lumière. On admet actuellement une valeur un peu plus grande, entre 650 000 et 700 000 parsecs. Cette valeur est confirmée par l'éclat apparent des étoiles les plus brillantes, qui ont la magnitude 15. Les novae les plus rapides ont aussi des magnitudes de cet ordre.

On a aussi reconnu des astres de diamètre angulaire non négligeable, de magnitude voisine de 16, qui sont très certainement des amas globulaires. On sait que S Andromède est une supernova qui, à son éclat maximal, était de magnitude 7,2, ce qui correspond à une supernova de type I (magnitude absolue — 16,6).

On distingue nettement les bras spiraux de la nébuleuse d'Andromède, bien qu'elle se présente vue aux trois quarts. On y reconnaît des nuages d'absorption. Grâce à la connaissance de sa distance, il est possible de calculer son diamètre qui est de l'ordre de 20 000 parsecs pour la partie brillante, mais on reconnaît encore des objets appartenant à la nébuleuse à des distances de 15 000 parsecs du centre. De sorte que le diamètre total, de l'ordre de 30 000 parsecs, est comparable à celui de notre Galaxie; il en est de même pour son éclat total qui est celui de 20 milliards de Soleils (magnitude — 21,1). Elle est donc environ 1,7 fois plus brillante que notre Galaxie. Il a été possible de mesurer la vitesse radiale du centre de la nébuleuse. On trouve qu'elle s'approche avec une vitesse de 270 km/s (VR = — 270 km/s). Une grande partie de cette vitesse est expliquée par la vitesse du Soleil autour de la Galaxie. La vitesse propre de la nébuleuse est de — 100 km/s. Un autre résultat de ces mesures est la constatation que la nébuleuse a un mouvement de rotation comme notre Galaxie, et il a été possible de déterminer la courbe de rotation; on en déduit, par l'application des lois de Kepler, une masse de 320 milliards de Soleils, soit 3 fois la masse de notre Galaxie.

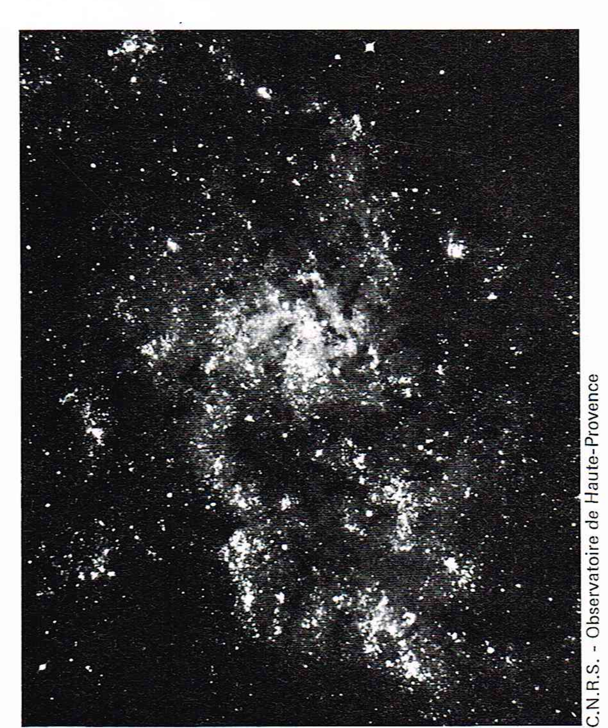
Le noyau de la nébuleuse d'Andromède est un astre ayant probablement un petit diamètre apparent, de magnitude 6. Il est entouré d'une condensation elliptique mesurant 3 × 2 kiloparsecs, soit 10 000 × 6 000 années de lumière. Cette condensation est constituée par des étoiles de population II, comme le montre d'ailleurs la grande fréquence des amas globulaires. W. Baade y a découvert des géantes rouges, de magnitude $M_v = -3{,}5$, caractéristiques des étoiles d'amas globulaires. Il n'a pas été possible d'y découvrir des étoiles pulsantes RR Lyrae, ce qui est normal, car elles seraient de magnitude 23,5 à 24. Elles sont trop faibles pour nos moyens actuels.

La nébuleuse d'Andromède est entourée, comme la nôtre, d'un halo galactique. Elle est observable par la radioastronomie qui montre le noyau central et l'émission hertzienne due au gaz interstellaire.

Dans la suite de cet exposé, nous utiliserons comme unité de distance le *mégaparsec* (Mpc) qui vaut 1 million de parsecs ou 3,27 millions d'années de lumière.

Dans une sphère de 1 Mpc, nous connaissons au moins 16 galaxies, peut-être 20, qui forment l'*amas local de galaxies*. Cet amas est bien limité dans l'espace, car on ne

◀ *Page ci-contre, en haut, le Petit Nuage de Magellan est beaucoup moins étendu que le Grand Nuage de Magellan et a une structure très irrégulière. L'amas d'étoiles, en haut à droite, ne fait pas partie du Petit Nuage mais est l'amas globulaire galactique, 47 Tucan, un des plus lumineux du ciel. En bas, la nébuleuse d'Andromède (NGC 224 = M31), galaxie spirale normale, d'un type analogue à celui de notre Voie Lactée. Elle appartient au groupe local de 17 galaxies; ces dernières sont à l'intérieur d'un ellipsoïde ayant 2,5 millions d'années de lumière de plus grand diamètre (California Institute of Technology).*

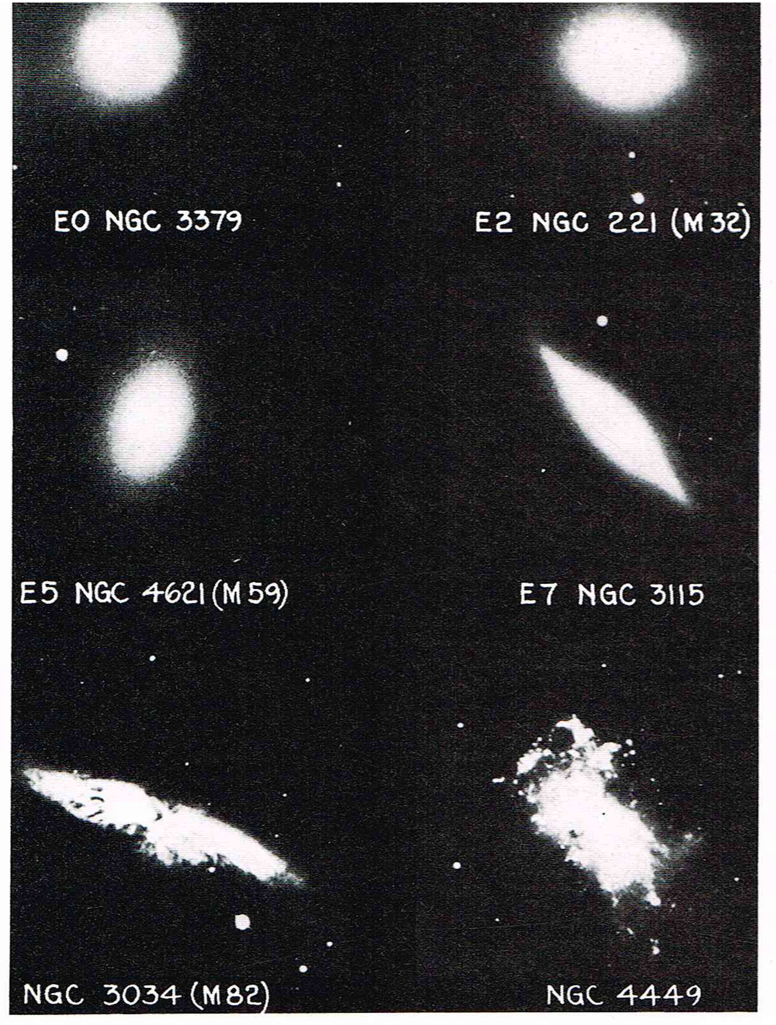


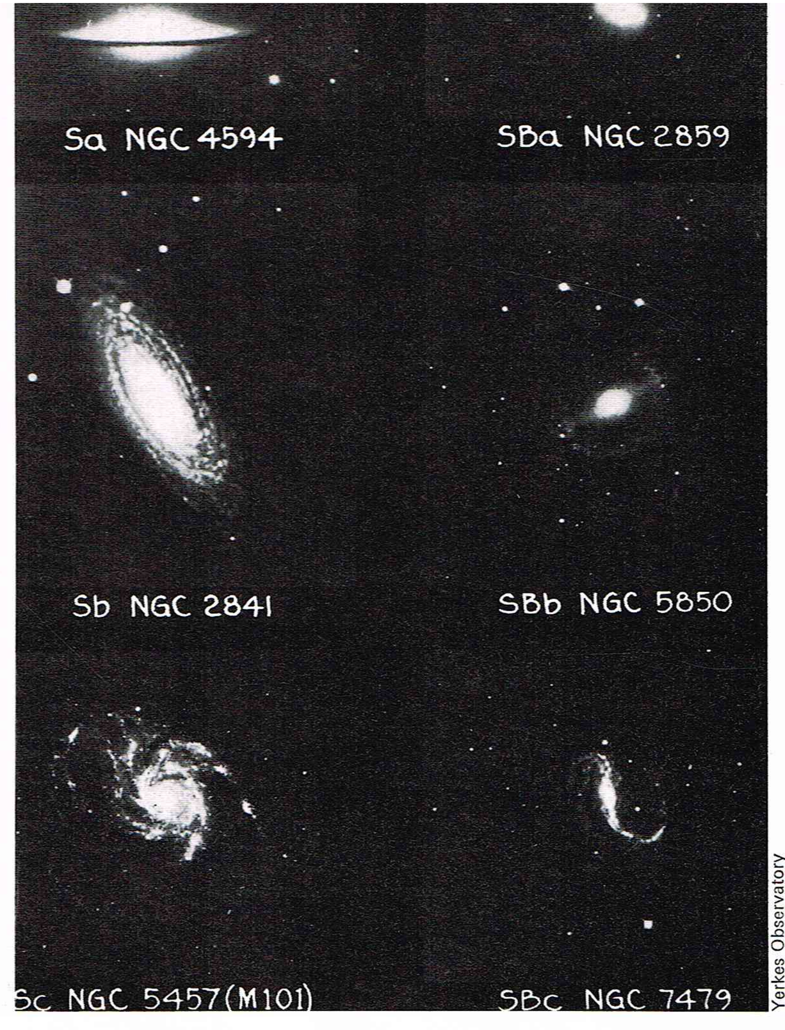
◀ *La grande nébuleuse spirale M33 (NGC 598). Elle fait partie du groupe local; elle est située à 2,2 millions d'années de lumière. La structure spirale, bien que nette, est assez lâche.*

▶ *La galaxie spirale, de type SC, NGC 598 (= M33) dans le Triangle (California Institute of Technology).*

▶ *Page ci-contre, galaxie spirale NGC 253 du Sculpteur (California Institute of Technology).*


Mount Wilson and Palomar Observatories





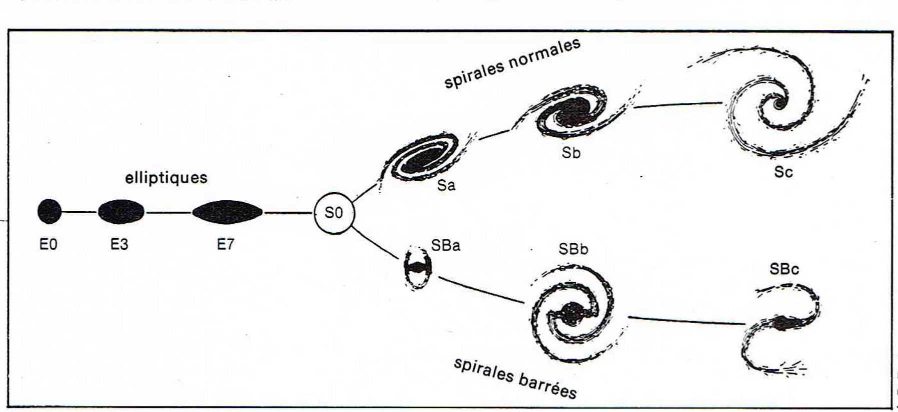
▲ Planche de gauche, les quatre nébuleuses du haut sont des nébuleuses elliptiques; les deux du bas sont irrégulières. Planche de droite, six nébuleuses spirales : les trois de gauche sont de la classe S et les trois de droite des nébuleuses SB ou barrées. Les classes indiquées sont celles de la classification de Hubble (Observatoire de Yerkes).

▼ Schéma de la classification des galaxies d'après Hubble; le stade S0, ajouté ultérieurement, représente un type intermédiaire entre les nébuleuses elliptiques et les nébuleuses spirales (Observatoire de Yerkes).

connaît aucune galaxie dont la distance serait comprise entre 1 et 2 Mpc. La nébuleuse d'Andromède est la plus brillante, vient ensuite la Galaxie; les plus petites, comme une nébuleuse située dans le Lion, ou NGC 147 située dans le Fourneau, ont des éclats 250 fois plus petits que notre Galaxie et des masses 1 000 fois plus petites.

Une autre belle nébuleuse du groupe local est celle du Triangle (M33), dont la magnitude apparente est 5,8; elle a une structure spirale assez lâche autour d'un noyau ponctuel. Elle n'a pratiquement pas de condensation centrale; sa masse est sensiblement celle du Grand Nuage : 10 milliards de masses solaires; elle est située pratiquement à la même distance que la nébuleuse d'Andromède (2,4 millions d'années de lumière). Mais son diamètre n'est que de 18 000 années de lumière (au lieu de 100 000 pour la Galaxie).

La grande nébuleuse d'Andromède est accompagnée par deux nébuleuses qui en sont en quelque sorte des satellites. Il s'agit de deux objets elliptiques : M32 ou NGC 221, de magnitude 8,2, peu allongé, situé à 24' du centre de la nébuleuse d'Andromède, et NGC 205, situé à 38' et nettement plus allongé; il a sensiblement le même éclat que NGC 221, sa plus grande dimension est de 2 300 parsecs (7 500 années de lumière) contre 1 000 parsecs pour NGC 221. Ces galaxies sont donc petites et leurs masses sont environ 60 fois plus petites que celle de la nébuleuse principale. Ces objets sont bien des compagnons de la grande nébuleuse, comme le montre la mesure de leurs distances. Mais leurs distances réciproques sont difficiles à déterminer, car on ne connaît pas leur situation relative dans l'espace. Si l'on admet que NGC 205 est dans le plan de la nébuleuse principale, mais cette hypothèse est discutable, on trouve une distance de 27 kiloparsecs. Il faut considérer ces galaxies comme des objets réduits à leurs condensations centrales, sans bras. Elles sont formées d'étoiles de population II. W. Baade a pu les résoudre en étoiles.



On connaît d'autres nébuleuses elliptiques : on y distingue de nombreux astres flous qui sont probablement des amas globulaires.

En dehors du groupe local, on connaît 18 galaxies plus brillantes que la magnitude 9; 14 de ces astres sont des spirales, 3 sont elliptiques et 1 est irrégulier. En moyenne, ces nébuleuses ont des éclats et des masses analogues à notre Galaxie, et les variations de l'une à l'autre ne sont pas considérables.

Avant d'entreprendre une classification des galaxies, nous devons décrire une nébuleuse d'un type spécial : la petite galaxie NGC 7479; il s'agit bien d'une spirale, mais les bras ne s'échappent pas d'un noyau central, mais d'une barre. On nomme ces galaxies, spirales barrées. On en connaît plusieurs centaines présentant nettement des barres.

Toutes les galaxies peuvent être classées dans le schéma proposé par Hubble qui distingue les spirales S et les spirales barrées SB. A ces lettres, on ajoute les minuscules a, b ou c suivant l'importance du noyau central. Les *elliptiques* sont nommées E0 à E7 en passant des *sphériques* aux *elliptiques allongées*.

Le nombre de galaxies

La répartition des galaxies sur le ciel montre que ces astres sont plus abondants au pôle galactique et absents dans le plan de la Voie Lactée. Cet effet est tout simplement dû à l'absorption provoquée par les poussières de notre système, et l'on pense qu'en fait la répartition est isotrope. D'ailleurs, récemment, on a trouvé, près de la Voie Lactée, des galaxies fortement rougies par l'absorption interstellaire. Dans toute statistique, il faut tenir compte de ce fait. Le nombre de 18 galaxies plus brillantes que la magnitude 9 doit être corrigé de l'absorption dans la Galaxie; il devient alors 80. Comment le nombre de nébu-



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence

◀ *Groupe de nébuleuses, assez lointaines, dans le Lion.*

leuses augmente-t-il avec la magnitude ? Les mesures montrent que l'augmentation pour une magnitude est de l'ordre de 3, et non 4 comme le voudrait une répartition uniforme dans l'espace. Mais le vrai calcul doit tenir compte du rougissement dû à la récession des galaxies.

On estime le nombre de galaxies qui serait observable sur le ciel, en l'absence d'absorption, aux chiffres suivants :

Magnitude limite	9	10	15	20	21
Nombre	80	240	82 000	26 millions	800 millions

Ces nombres sont extrêmement grands, mais la densité de matière qui en résulte est très petite, car la distance des nébuleuses est considérable. On estime la masse volumique à $2 \cdot 10^{-31}$ g/cm^3 ou à 0,2 g pour un cube de 100 km de côté. Cette valeur est 10 millions de fois plus petite que la masse volumique moyenne de la Galaxie ($3 \cdot 10^{-24}$ g/cm^3). Celle-ci est 1 000 trillions (10^{21}) de fois plus petite que celle de l'air ($1{,}3 \cdot 10^{-3}$ g/cm^3). On ne sait pas actuellement quelle est la masse volumique de la matière dans le vide intergalactique. La masse volumique de la matière dans l'Univers est si petite qu'on a pu, très sérieusement, faire d'excellentes théories de l'Univers en le supposant vide !

Les amas de galaxies

La répartition des galaxies dans l'Univers n'est pas uniforme. Nous avons déjà vu qu'une quinzaine de galaxies forment un amas local. On constate le même effet aussi dans la constellation de la Vierge. Sur une zone d'un diamètre de 12° sur le ciel, on compte plus de 2 500 galaxies relativement brillantes et dont on estime la distance à 11 mégaparsecs. Il s'agit d'un amas beaucoup plus grand que l'amas local mais la densité moyenne n'est égale qu'au double de celle de l'amas local. On compte ainsi plus d'une vingtaine d'amas sûrs. Citons celui de la Chevelure de Bérénice qui contient 1 000 galaxies ; il est situé à 70 Mpc.

Les chiffres que nous indiquons sont fondés sur l'ancienne échelle et devraient être multipliés, d'après des résultats très récents, par 1,5.

L'un des amas les plus éloignés connus, l'amas II de la Grande Ourse, contient, sur une surface égale au 1/6 de la surface apparente de la Lune, 200 galaxies de 18e grandeur.

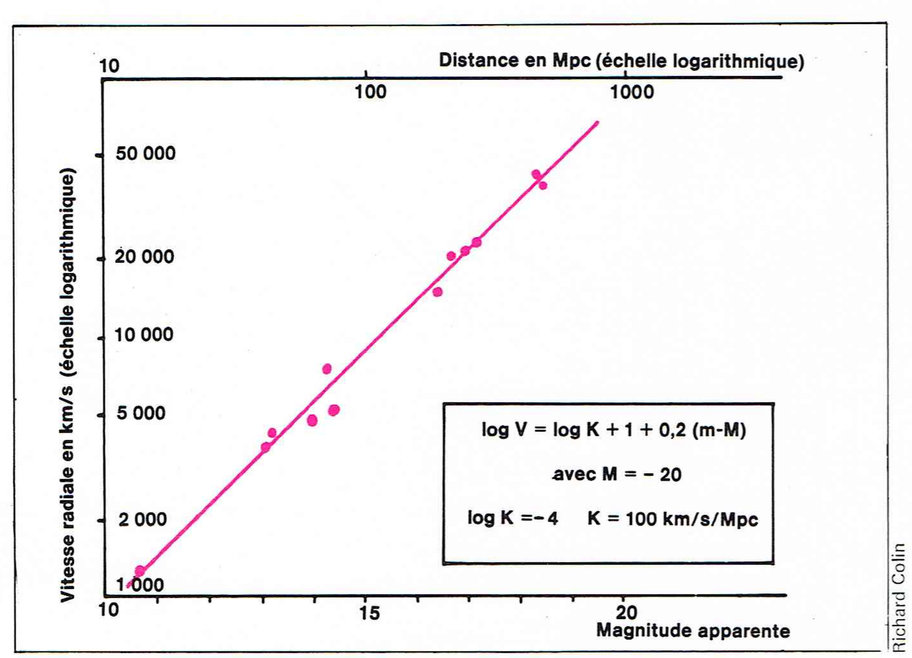
On a essayé d'étudier la répartition vraie des galaxies dans l'espace. On a d'abord essayé de trouver des amas d'amas. On a proposé l'existence d'une *supergalaxie* de 30 Mpc de diamètre, et notre Galaxie serait au bord de ce système dont le centre serait situé dans la constellation de la Vierge. Mais ces résultats sont controversés ; d'autres astronomes trouvent une répartition uniforme des amas : il y en aurait 2 700 dans une sphère de 800 Mpc de rayon.

La récession des galaxies

Nous avons déjà indiqué que la mesure des vitesses radiales des galaxies rapprochées a permis d'étudier la rotation de ces astres et d'en déterminer les masses. Nous avons aussi indiqué qu'on obtenait les vitesses radiales des centres de ces systèmes. Ces mesures ont été faites systématiquement par l'astronome américain Hubble qui a annoncé, en 1932, que toutes les nébuleuses lointaines s'éloignaient de nous, avec des vitesses radiales d'autant plus grandes que ces galaxies étaient plus faibles. La relation est particulièrement nette si l'on considère les vitesses radiales des amas de galaxies et en prenant pour indicateur de distance la magnitude apparente de la 10e nébuleuse, ce qui permet d'éliminer les galaxies anormalement intenses ou celles qui ne font pas partie du système. On trouve ainsi les vitesses suivantes, en limitant le choix à quelques exemples :

Amas	*Vitesses radiales* en km/s	m_{10}	*Distances* en Mpc	
Vierge	1 150	9,4	8	12
Cancer	4 800	13,4	48	72
Pégase II	12 800	15,2	110	167
Gémeaux	23 300	16,7	220	330
Grande Ourse II	41 000	18,0	400	600
Hydre II	60 600	18,6	525	800

Les premières distances ont été calculées en supposant que la 10e galaxie avait une magnitude de — 20. On constatera sur ce tableau, et encore mieux sur le graphique ci-contre, que la vitesse d'expansion augmente d'après ces nombres de 106 km/s par Mpc. Cette valeur est la constante H de Hubble. Il est évident que la valeur de la constante dépend de notre échelle des distances. Il suffirait



Richard Colin

▲ *Représentation graphique montrant l'augmentation de la vitesse radiale avec la distance. La ligne est une droite parce qu'on a adopté deux échelles logarithmiques.*
▼ *Relation entre le déplacement vers le rouge et la distance de quelques amas de galaxies; les distances sont indiquées en mégaparsecs : 1 mégaparsec = 1 million de parsecs = 3,26 millions d'années de lumière.*

Vierge — 1 200 km. s^{-1}

Grande Ourse — 15 000 km. s^{-1}

Couronne Boréale — 21 500 km. s^{-1}

Bouvier — 40 000 km. s^{-1}

Hydre — 61 000 km. s^{-1}

Mount Wilson and Palomar Observatories

ainsi d'admettre que la magnitude de la 10e galaxie est — 21 pour trouver les valeurs de la dernière colonne qui correspondent à une constante H = 70. Les valeurs, déterminées récemment, notamment par A. Sandage, sont encore nettement plus petites, H ~ 60.

L'interprétation la plus simple de cet effet est de supposer que les déplacements spectraux vers le rouge correspondent bien à une vitesse de fuite des nébuleuses et qu'il y a par conséquent en ce moment une *expansion de l'Univers.* L'expansion est proportionnelle à la distance. Si cette vitesse n'a pas changé depuis l'origine des temps, on trouve qu'à ce moment tout l'Univers était concentré en un point. On trouve l'époque de cette explosion en divisant la valeur du mégaparsec (exprimée en kilomètres) par la constante de Hubble. Ce temps $T = \frac{1}{H}$ est le début de l'Univers. Toujours dans cette hypothèse simpliste, on trouve T = 16 milliards d'ans (pour H = 60).

Il est facile de comprendre que cette expansion n'a pas d'origine définie et qu'un observateur quelconque du système observerait la même fuite. C'est une conséquence de la géométrie élémentaire : dans une foule en voie de dispersion, chaque individu verra tous ses voisins s'éloigner de lui sans qu'il soit le centre de la dispersion.

D'après le tableau ci-dessus, remarquons tout de suite que pour l'amas le plus éloigné (Hydre II), la vitesse dépasse le 1/5 de la vitesse de la lumière, et, indépendamment de toute hypothèse cosmologique, c'est-à-dire sur la géométrie de l'Univers, la relativité indique que le déplacement spectral n'est pas proportionnel à la vitesse; mais même pour 60 000 km/s la correction n'est que de 2 %. Cependant cette correction devient rapidement considérable. Pour cette raison, pour les grandes vitesses, on a pris l'habitude de remplacer l'indication de la vitesse par le nombre Z défini de telle sorte que la longueur d'onde observée est égale à la longueur d'onde observée multipliée par (1 + Z) :

$$\lambda = \lambda_0 \ (1 + Z)$$

Il est important de mesurer les vitesses des galaxies plus lointaines pour observer la variation ultérieure de Z avec la magnitude apparente. Ces mesures deviennent de plus en plus difficiles, et c'est en découvrant des galaxies présentant des raies d'émission que l'on peut atteindre les galaxies les plus lointaines. Mais c'est la radioastronomie qui a permis l'obtention d'une moisson nouvelle de résultats.

Les quasars

L'observation du ciel dans le domaine des ondes hertziennes a permis de détecter de nombreuses sources radioélectriques. On peut les classer en diverses catégories nettement distinctes : les radiosources liées à notre Voie Lactée, qui sont pour la plupart expliquées par l'explosion de supernovae; les radiosources extragalactiques, qui sont des galaxies normales proches; des galaxies anormales, sièges d'explosions, ou, enfin, une série de sources énigmatiques : les *quasars.* Le nom de quasar vient de la contraction de « quasi stellar radiosources », sources quasi stellaires. Ces objets qui ressemblent à des étoiles sont relativement peu nombreux : on en connaît actuellement une centaine. Nous étudierons tout d'abord le plus brillant.

Cette source, 3C 273, qui est la 273e du Troisième Catalogue de Cambridge, ce qui explique son nom, est une radiosource assez brillante. Elle est devenue un objet d'un très grand intérêt lorsqu'on a pu l'identifier avec une source optique. Les coordonnées du Catalogue de Cambridge étaient assez peu précises, et il fut d'abord impossible de trouver une source optique correspondante. L'identification a été possible grâce à une observation très précise de sa position, obtenue en profitant du fait que la Lune occulte cette source au cours de son mouvement. Nous observons une sorte d'éclipse de quasar, et l'heure du début et de la fin de l'occultation donne une excellente position du quasar.

Cette observation effectuée en 1963 par Hazard, Mackey et Shimmins donna, en plus de la position à 1 seconde d'arc près, un résultat inattendu : la source était double, constituée en fait par deux sources A et B, séparées de 20 secondes d'arc. Il fut facile de les reconnaître sur des clichés photographiques : la *source A,* la plus lumineuse dans le domaine radioélectrique, correspond à une petite nébulosité alors que la *source B,* quatre fois moins intense

en radio, correspond à une étoile de 13e grandeur. Schmidt obtint le spectre de l'étoile et trouva qu'il s'agissait d'un spectre continu mais présentant aussi les raies d'émission des nébuleuses gazeuses, notamment celles de l'hydrogène; ces raies sont fortement déplacées vers le rouge. On peut interpréter ce déplacement comme une vitesse d'expansion. On trouve la valeur V = 48 000 km/s. Ce déplacement représente la fraction Z = 0,16 de la vitesse de la lumière. Si l'on suppose que cette vitesse est une vitesse de récession, on trouve que ce quasar est à une distance de 500 Mpc ou 1,5 milliard d'années de lumière. Avec H = 100, l'éclat intrinsèque de cet astre est alors 100 fois supérieur à celui d'une nébuleuse spirale normale comme notre Galaxie; il rayonne comme 1 000 milliards de Soleils. Ces résultats permirent de comprendre en même temps le spectre d'un autre quasar (3C 48) dont on avait obtenu le spectre, mais dont on n'avait pas pensé que les raies pouvaient être décalées vers le rouge de plus de 42,5 % de leur valeur au repos (Z = 0,425). Cet astre a un éclat de l'ordre de 100 galaxies.

La composante radio-intense (composante A) de 3C 273, située à 20″, est à une distance de 150 000 années de lumière de la composante B dont elle aurait été éjectée, ce qui indique que cette explosion a eu lieu à une époque plus lointaine que 150 000 années, car si l'éjection avait eu lieu avec la vitesse de la lumière, le trajet parcouru serait celui que nous avons indiqué.

La structure double des radiosources extragalactiques est très fréquente, sinon générale. On a l'impression que ces astres doubles résultent de l'éjection symétrique de deux radiosources d'une galaxie initiale.

L'interprétation des quasars s'est encore compliquée lorsque Harlan Smith, de l'Observatoire McDonald, a pu montrer, grâce à de nombreux clichés anciens de l'Observatoire Harvard, que 3C 273 avait un éclat optique variable. En effet, à une diminution d'éclat lente se superposent des fluctuations irrégulières. On peut attribuer à ces fluctuations des pseudo-périodes de 1 à 10 ans. Cette constatation pose de nombreux problèmes. La source doit être très petite et mesurer au maximum 1 année de lumière de diamètre. Sans cela, les variations d'éclat seraient effacées, l'observateur recevrait simultanément la lumière correspondant à un maximum et à un minimum d'éclat. Mais ce nouvel aspect nous gêne beaucoup car nous devons maintenant supposer que le colossal rayonnement de millions de millions de Soleils provient d'un volume infime de 1 année de lumière de diamètre. Rappelons que l'étoile la plus proche du Soleil est à 4 années de lumière et que le diamètre de la Galaxie est de 100 000 années de lumière.

La liste des quasars s'est allongée. On en connaît aujourd'hui plus d'une centaine. Certains de ces astres présentent des déplacements du spectre vers le rouge tels que les longueurs d'onde des raies sont multipliées par des nombres nettement supérieurs à 2, c'est-à-dire que Z est supérieur à 1. La plus grande valeur déterminée est Z = 2,877 pour le quasar 4C 0534, dans la cosmologie du modèle d'Einstein-de Sitter dont nous parlerons plus loin. La vitesse de récession correspondante est inférieure de seulement 12,5 % à celle de la lumière, soit 262 300 km/s pour une vitesse de la lumière de 299 800 km/s.

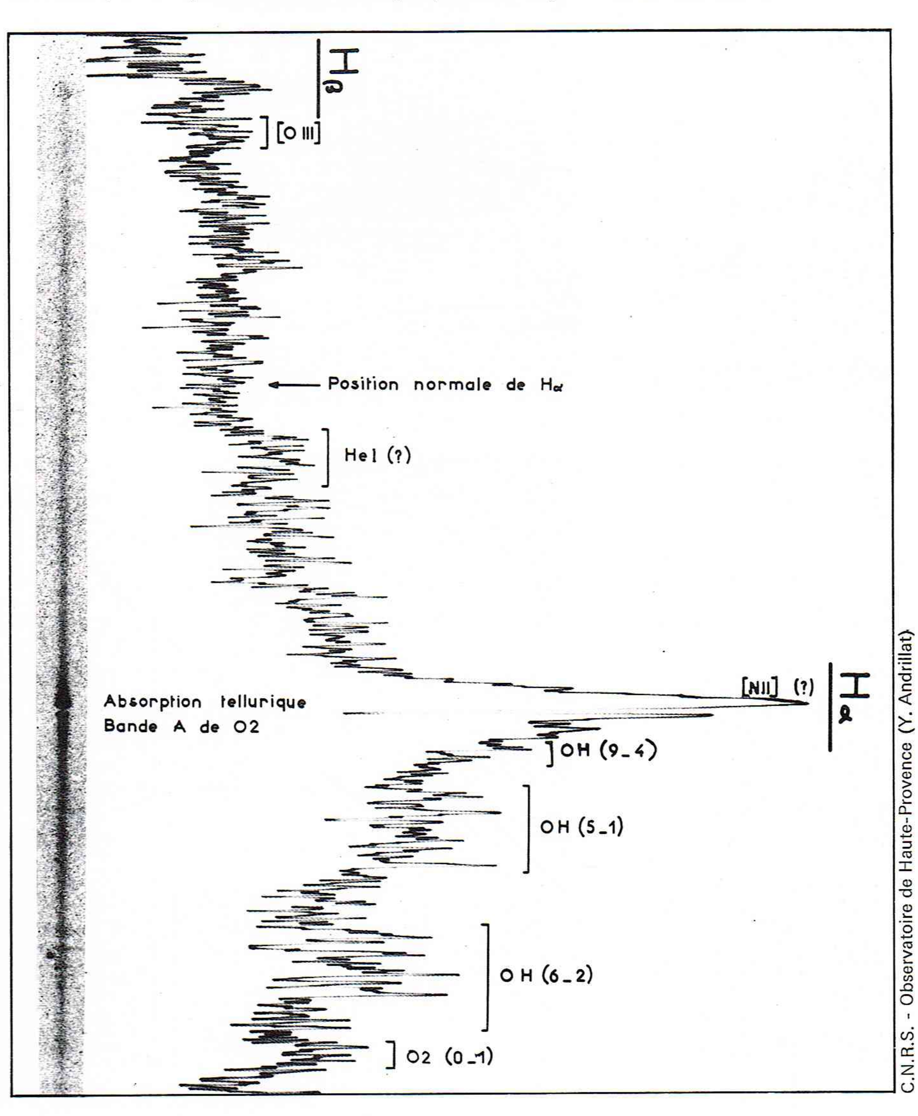
Ces résultats sont si surprenants que l'explication des déplacements par l'expansion de l'Univers a été mise en doute, et l'on a essayé de trouver d'autres solutions. On a notamment pensé à des étoiles très massives situées dans notre Galaxie : le déplacement spectral s'expliquerait alors par celui qui a été prévu par Einstein pour des atomes émettant dans des champs gravitationnels très intenses. Mais cette hypothèse se heurte à de nombreuses difficultés, car, si l'on admet une masse raisonnable, l'astre est à une distance si petite que le quasar se trouverait alors dans le système solaire. Avec une autre hypothèse sur la masse, le quasar devrait perturber le mouvement de la Terre autour du Soleil.

Les astronomes ont pensé aussi que les quasars correspondraient à de la matière éjectée par le centre de notre Galaxie ou par une galaxie proche, mais là aussi les difficultés sont très grandes. Comment expliquer, dans ce cas, que tous ces quasars aient des vitesses d'éloignement?

L'observation de plus en plus détaillée a révélé d'autres aspects curieux; notamment, certains des quasars présentent des raies d'absorption. Quelquefois elles sont simples et voisines des raies d'émission; dans ce cas, tout peut s'expliquer par un nuage absorbant en expansion autour du quasar. Par contre, d'autres sources présentent deux ou trois systèmes de vitesses très différentes, et nous ne comprenons pas ce qui se passe. Certains spectres nécessiteraient des dizaines de systèmes. Naturellement, les hypothèses ne manquent pas, mais aucune n'est satisfaisante. On a supposé que le rayonnement des quasars au cours de son trajet dans l'espace entre les galaxies pouvait rencontrer des nuages gazeux absorbants. Mais on ne comprend alors que difficilement la finesse des raies absorbées, et la répartition de ces nuages paraît étrange.

▼ A gauche, le quasar 3 C 273, qui est une des sources extragalactiques les plus intenses que nous connaissions; ici, il a été photographié à l'aide du télescope de 5 m de diamètre du mont Palomar (Observatoire des monts Wilson et Palomar). A droite, spectre et enregistrement microphotomètre de la radiosource 3C 273. Pose de 16 heures avec un spectrographe à réseau monté sur un télescope de 120 cm de diamètre de l'Observatoire de Haute-Provence. On remarque surtout la raie Hα, large et très déplacée (fortuitement superposée à la bande d'absorption tellurique A de O_2). Hα se situe à 7 586 Å; le décalage Δλ/λ est de 0,156, ce qui correspond à une vitesse de 47 000 km·s⁻¹.

Mount Wilson and Palomar Observatories



C.N.R.S. - Observatoire de Haute-Provence (Y. Andrillat)



Mount Wilson and Palomar Observatories

▲ ***La radiogalaxie NGC 5128 (Centaurus A) est l'une des premières radiosources identifiées comme étant des galaxies (Observatoires des monts Wilson et Palomar).***

Les astronomes se sont demandé si, en plus des quasars proprement dits, reconnaissables à leur rayonnement hertzien, il ne pouvait exister d'autres astres ayant les propriétés des quasars mais sans rayonnement hertzien. C'est effectivement le cas. Pour rechercher ces astres, A. Sandage s'est servi d'une propriété spécifique des quasars : la grande intensité de leur rayonnement ultraviolet. *A priori,* tout objet situé loin du plan de la Galaxie et riche en ultraviolet peut être un astre de ce nouveau type. Nous le désignons par le symbole QSO (« quasar optique »). On peut prendre des naines blanches pour des QSO mais la prise de spectres ou l'étude plus précise de la couleur de l'astre permet de les distinguer. Ces recherches ont montré que les QSO sont plus de 100 fois plus abondants que les quasars proprement dits. En se limitant à la 18e magnitude, on estime le nombre de QSO à 1 source par 2 degrés carrés de ciel, c'est-à-dire à 20 000 pour le ciel entier. Compte tenu de la limite des méthodes d'observation, on arrive à la conclusion que, dans l'Univers, le nombre des QSO est de l'ordre de 1 million.

Les données d'observation sont de plus en plus nombreuses, mais les nouveaux résultats ne clarifient pas actuellement le problème. Citons quelques-uns de ces faits : sur la centaine de quasars reconnus, 60 % ont des spectres connus ; les atomes mis en évidence sont classiques : hydrogène, carbone, néon, etc., et ils sont en général très ionisés.

Au moins une dizaine de sources présentent des variations d'éclat. Plusieurs de ces objets sont doubles et même triples. Tous ces faits rattachent les quasars aux galaxies découvertes par Seyfert, caractérisées par une forte activité dans le noyau. On a suggéré que les quasars sont des galaxies en état d'explosion, des supernovae explosant en chaîne, des hyper-supernovae de type inconnu qui seraient la source du rayonnement.

Au stade actuel de nos connaissances, l'hypothèse extragalactique ou encore cosmologique des quasars est celle qui est généralement admise, mais ni le mécanisme des explosions, ni l'explication des raies d'absorption ne sont satisfaisants. Les astrophysiciens espèrent que l'étude des quasars leur permettra de mieux comprendre la structure et l'évolution de notre Univers.

Nous devons signaler une découverte récente très importante : le *rayonnement cosmologique de* 3 °K. L'observation en 1965 du satellite Echo par les ingénieurs de la Bell Corporation a montré l'existence d'un rayonnement dans le domaine des ondes centimétriques qui s'est révélé identique dans toutes les directions, c'est-à-dire isotrope. Une étude ultérieure a montré que la répartition spectrale correspond à celle d'un corps noir avec un maximum situé vers $\lambda = 1,1$ mm correspondant à une température de 3 °K. On admet que ce rayonnement existe dans tout l'Univers, et l'on donne une explication liée aux modèles d'Univers, d'où son nom de rayonnement cosmologique.

THÉORIES COSMOLOGIQUES

La cosmologie est le corps de doctrines qui a pour objet d'expliquer l'Univers dans son ensemble. Il doit naturellement être en accord avec les faits certains de l'observation et les expliquer.

Rappelons d'abord que la théorie de la Relativité généralisée doit être considérée comme vérifiée par l'observation. La Relativité restreinte avait permis d'établir l'équivalence entre la matière et l'énergie. La fameuse *relation d'Einstein :* $E = mc^2$, qui exprime cette équivalence est un fait acquis. De même, l'observation précise du mouvement du périhélie de Mercure, de la déviation de la lumière par le Soleil sont des faits acquis, et la théorie de la Relativité généralisée est vérifiée. Rappelons que la théorie de Newton est une première approximation de la Relativité généralisée. La formulation mathématique de cette dernière théorie dans un espace à 4 dimensions montre que la transmission instantanée des forces de gravitation n'est plus nécessaire, et la gravitation peut être regardée comme une courbure de l'espace-temps.

Il n'est pas possible de donner dans cette Encyclopédie une analyse des modèles cosmologiques proposés par des géomètres de grand talent. Indiquons que le principe de ces modèles n'est pas compliqué, mais que les calculs nécessitent des connaissances mathématiques très approfondies. Dans ces théories, on admet que l'espace est rempli de matière et d'énergie qui sont repérables par les trois coordonnées d'espace (x, y et z) et par le temps. C'est-à-dire que chaque événement est un point de l'espace à 4 dimensions : x, y, z, et une coordonnée *it,* où *i* est l'imaginaire $i = \sqrt{-1}$.

La répartition de la matière détermine la *courbure de l'espace-temps,* et, lorsqu'un point matériel se déplace, son mouvement dans l'espace à 3 dimensions est décrit par les équations d'une certaine courbe dans cet espace à 4 dimensions. Cette courbe n'est pas quelconque, mais c'est le chemin le plus court ou géodésique de cet espace.

Deux données sont essentielles pour construire ces modèles : la connaissance de la masse volumique moyenne de l'espace (on admet qu'elle est de l'ordre de 10^{-30} g/cm^3) et le signe de la courbure de l'espace. Friedmann a en effet montré que cette courbure pouvait être négative, nulle ou positive. On parle alors respectivement d'*espaces hyperboliques, euclidiens* ou *elliptiques.*

Reprenons ici la conclusion générale d'une excellente introduction à *l'Étude de la cosmologie* (H. Andrillat, A. Colin, 1970) dont la lecture est réservée à des scientifiques ayant une connaissance mathématique suffisante. Les idées simples sont les suivantes : la métrique est gravitationnelle ; la vitesse de la lumière est la même en tous lieux et temps ; les mouvements des particules libres sont des géodésiques de l'espace-temps ; l'espace est homogène, isotrope, il a la symétrie sphérique ; ses propriétés sont donc, à un instant donné, les mêmes en tout lieu et dans toutes directions.

Après la découverte de la récession des galaxies, seuls des modèles non statiques restent valables. Leur métrique la plus générale, établie par Robertson et reprise sous une forme encore plus générale par Walker, définit :

— un *temps cosmique* qui s'identifie avec le temps propre de l'observateur en tout point de l'espace ;

— un *système de coordonnées* comobile avec chaque observateur, c'est-à-dire avec chaque galaxie ;

— un *facteur de métrique :* le rayon de l'Univers, variable avec le temps (alors qu'il est constant dans les modèles statiques) ;

— le *coefficient de la courbure* négative, nulle ou positive de l'espace.

Ces modèles devraient, et ils le font, donner une parfaite représentation de l'expansion de l'Univers.

Le décalage spectral $Z = \frac{\Delta\lambda}{\lambda}$ du spectre d'une galaxie est donné par la relation simple :

$$1 + Z = \frac{R\ (t_0)}{R\ (t)}$$

R (t_0) représentant la valeur du facteur métrique (rayon de l'Univers) actuellement et R (t) la valeur du rayon de

l'Univers à l'instant t de l'émission des photons par la galaxie.

Deux types de modèles furent principalement étudiés : celui de Hoyle qui postulait l'immuabilité des lois de la physique et des densités (sa constante cosmologique n'est pas nulle) et des modèles dits à explosion initiale qui comportent un point singulier. Ce sont ces derniers modèles qui paraissent s'imposer, car eux seuls expliquent le rayonnement cosmologique de 3 °K.

Nous ne savons pas encore si l'espace est fermé sur lui-même ou ouvert, s'il est fini ou infini. Mais les spécialistes sont à peu près tous d'accord pour penser que le passé de l'expansion est fini et que l'on peut parler d'un début de l'Univers dans sa phase actuelle.

Voici un modèle d'Univers parmi ceux qu'on peut retenir comme représentatifs de la situation décrite ci-dessus : c'est un *modèle de Friedmann,* avec une constante cosmologique nulle et une pression nulle. Ces hypothèses permettent de calculer la loi de variation du rayon de l'Univers, R (t), avec le temps.

Dans les trois cas géométriques étudiés (hyperbolique, euclidien et elliptique), on assiste à une décélération de l'expansion. Avec les valeurs actuellement admises : pour la constante de Hubble

$$H = 100 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Mpc}^{-1}$$

et la masse volumique $\rho_0 = 10^{-29}$ g/cm³, on trouve une décélération de 0,25, et l'espace serait hyperbolique. Le test n'est pas sensible, car il dépend essentiellement de la valeur admise pour ρ_0 qui n'est connu qu'à un facteur 10 près.

Les astronomes essayent actuellement de vérifier la nature géométrique de notre Univers par diverses observations cruciales. Indiquons quelques résultats dans le cas d'Univers euclidien de Friedmann ; on trouve que le facteur de la métrique R (t) est proportionnel à la puissance 3/2 du temps :

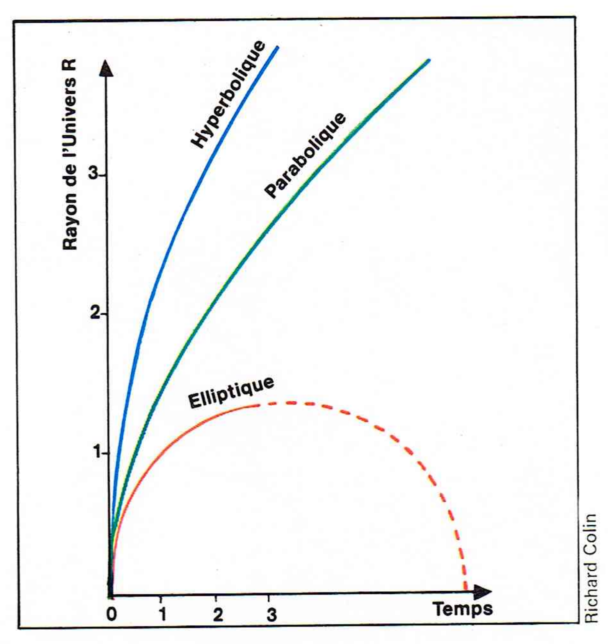
$$R(t) = a \cdot t^{3/2}.$$

On connaît la variation actuelle de R (t) par la constante de Hubble. On en déduit qu'actuellement $t_0 = 6{,}6$ milliards d'années. On démontre ainsi qu'une galaxie présentant le décalage Z a émis son rayonnement à l'époque donnée par :

$$t = \frac{t_0^{3/2}}{(1 + Z)}.$$

Les quasars actuellement observés ont bien des déplacements cosmologiques. Le rayonnement que nous avons reçu a été émis à l'époque (comptée à partir de l'origine des temps) :

$$t = \frac{t_0^{3/2}}{(1 + 2{,}9)} = 0{,}9 \text{ milliard d'années.}$$



◀ ***Graphique montrant la variation de rayon de l'Univers dans trois modèles : elliptique, parabolique et hyperbolique. Dans le premier modèle, le rayon R de l'Univers redevient nul, dans le second il tend vers une limite, dans le troisième il augmente indéfiniment en fonction du temps.***

Les radioastronomes espèrent atteindre Z = 8, ce qui permettrait d'explorer l'Univers depuis son plus jeune âge, c'est-à-dire depuis l'âge de 250 millions d'années jusqu'à aujourd'hui où il est âgé de 6,6 milliards d'années.

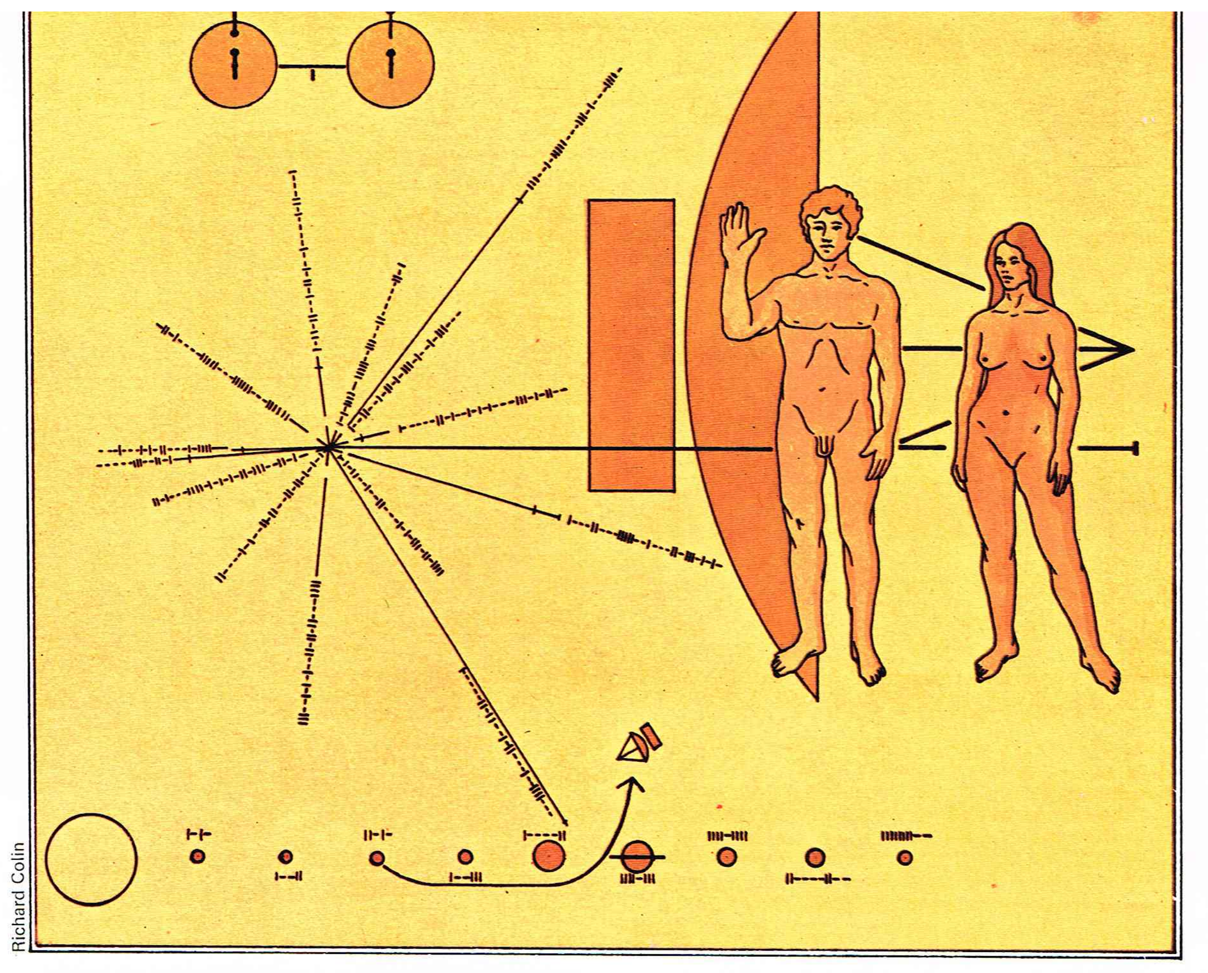
Enfin, les développements les plus récents de la Relativité générale qui ont conduit à la *théorie du trou noir* établissent plus qu'une analogie, mais bien une identité entre le modèle du trou noir et un certain modèle bien déterminé d'Univers à explosion initiale. Les spécialistes de la théorie de la gravitation n'hésitent plus à considérer ce dernier modèle comme le modèle représentatif de notre Univers. C'est, parmi les modèles de Friedmann cités plus haut, le *modèle fermé,* c'est-à-dire le *modèle à géométrie elliptique.* Il est complètement déterminé et présente donc, comme en son temps le modèle de Hoyle, l'avantage précis de devoir être à jamais confirmé ou bien globalement rejeté par les observations à venir. Dans ce modèle, l'espace est refermé sur lui-même et l'Univers géométriquement fixé à chaque instant. Son évolution temporelle le conduit actuellement, par une phase d'expansion, de la singularité du passé (explosion primordiale) vers un état d'extension maximale, d'où il rejoindra ultérieurement, par une phase de contraction, la singularité du futur (implosion finale).

La cosmologie est devenue une science, mais une science difficile que nous ne pouvons exposer ici avec plus de détails.



◀ ***Amas de nébuleuses spirales dans la Couronne Boréale, situées à 1,1 milliard d'années de lumière (vitesse radiale voisine de 22 000 km · s⁻¹).***

▶ *Plaque en aluminium dorée mise à bord des Pionniers 10 et 11 qui vont quitter le système solaire. En haut, l'atome d'hydrogène dont l'oscillation (raie de 21 cm) est l'étalon de temps; au centre, la position du Soleil par rapport à 14 pulsars avec indication de leur fréquence; en bas, le système solaire et la trajectoire des Pionniers; à droite, deux humains, taille comparée aux engins Pionniers. Cette plaque, si elle est récupérée par des êtres intelligents, doit leur permettre de connaître l'origine et la date de son envoi à partir de la Terre. La première missive interstellaire!*


Richard Colin

LA VIE DANS L'UNIVERS

Il n'est pas question de définir ici la vie, elle a été décrite dans de nombreux volumes de cette Encyclopédie. Rappelons tout de même quelques faits essentiels.

Toute la matière vivante de la Terre est formée des composés du carbone. Cet atome a la propriété presque unique de permettre l'édification de molécules complexes, formées essentiellement des atomes C, H, O, N, sans négliger les autres atomes qui sont aussi des composants importants de la matière vivante.

Les réactions de formation sont endothermiques et nécessitent donc un apport d'énergie extérieur qui provient du Soleil. Pour les végétaux, c'est l'assimilation chlorophyllienne qui produit des composés carbonés (hydrocarbones ou molécules plus complexes) à partir de CO_2 et en dégageant de l'oxygène. Cette réaction est possible parce que les plantes absorbent de l'énergie solaire. L'oxygène ainsi libéré est essentiel pour la respiration des animaux. Ceux-ci brûlent les molécules carbonées qu'ils tirent de leur nourriture de plantes ou d'autres animaux. L'eau joue dans toutes ces réactions un rôle essentiel au point que l'absence d'eau équivaut à l'absence de vie. Ce cycle est vraiment caractéristique de la vie sur la Terre.

Ces réactions ne peuvent avoir lieu que dans un intervalle de température assez restreint. Sur la Terre, la vie se développe pratiquement entre des températures de 0 °C et 50 °C. La vie peut subsister en dehors de ces limites, notamment vers les températures plus basses, mais elle ne peut se multiplier.

D'autres conditions sont nécessaires : les cellules vivantes sont très sensibles aux rayonnements ultraviolets, et c'est la couche d'ozone de notre atmosphère qui nous protège de ce rayonnement, comme l'atmosphère nous protège aussi des rayonnements ionisants émis par le Soleil en quantité non négligeable.

Pour les êtres vivants complexes, que nous nommons supérieurs, des conditions variables suivant les espèces sont nécessaires. Mais la vie existe dans des milieux si différents qu'on est toujours surpris par l'adaptation de la vie à des circonstances qui pourraient paraître rédhibitoires. Des Bactéries vivent dans le pétrole!

Résumons les constatations des diverses sciences. Sur la Terre, les conditions de la vie paraissent avoir existé depuis 2 à 3 milliards d'années, et par conséquent les fluctuations du rayonnement solaire n'ont pas été importantes pendant cette période. Certes, nous savons qu'il y a eu des variations de climat, mais les limites de ces variations ont été très modérées.

D'autre part, d'après les paléontologistes et les biologistes, il semble bien que toute la vie terrestre résulte du développement d'une même souche; la grande diversité est due aux temps d'évolution extrêmement longs. Mais il ne semble pas qu'il y ait eu interruption ni création multiple de la vie.

Des conditions analogues existent-elles sur d'autres corps célestes, et comment pouvons-nous les reconnaître? Pouvons-nous entrer en communication avec des êtres vivants?

Notre étude du système solaire a montré que des conditions analogues aux conditions terrestres n'existent nulle part. La Lune et Mercure sont des astres désolés, sans atmosphère, sans eau et soumis à des fluctuations de température très rigoureuses. Les molécules composées de carbone, comme celles des météorites, sont très certainement d'origine abiotique. Les grosses planètes sont très froides et nous ne pouvons y imaginer que des conditions de vie absolument sans rapport avec la vie terrestre; il en est de même pour leurs satellites qui sont trop froids.

Il reste Vénus et Mars. La vie terrestre ne pourrait y subsister sous des formes habituelles, cependant des formes de vie, bien qu'elles soient improbables, pourraient y exister. Mais il n'y a pas de Martiens et de Vénusiens analogues aux habitants de la Terre : hommes, animaux ou plantes; toutefois le dernier mot n'est pas dit sur l'existence d'une vie différente, bactérienne ou insoupçonnée, et nous attendons avec impatience les premiers atterrissages sur Mars. Quoi qu'il en soit, notre Terre est vraiment unique. C'est tout ce que nous pouvons dire.

Si la vie paraît donc unique sur la Terre, dans le système solaire, le Soleil n'est qu'un astre parmi des milliards de milliards d'autres.

Le problème de la vie dans l'Univers doit être abordé avec beaucoup de prudence. D'autant plus que les découvertes récentes ont montré que des molécules carbonées existent un peu partout dans l'Univers. Certains scientifiques pensent que la vie a été créée à partir de ces molécules et que, par conséquent, la vie doit exister en de nombreux endroits de l'Univers. D'autres font des calculs de probabilité sur ces corps habités, mais des calculs de ce type sont toujours critiquables. Posons néanmoins le problème scientifique.

Dans notre système solaire, la zone de vie est assez restreinte, située sensiblement entre les orbites de Vénus

et de Mars, c'est-à-dire entre 100 et 200 millions de kilomètres ; il y circule 3 planètes et sur l'une, la vie existe depuis 2 ou 3 milliards d'années. Les étoiles chaudes de la Galaxie sont beaucoup trop jeunes pour avoir permis le développement d'une vie comme la nôtre. Pour les étoiles les plus froides, la zone de vie est très réduite.

D'autre part, nous savons que de nombreuses étoiles sont doubles : elles ne sont pas favorables à l'existence de planètes habitées, car celles-ci circuleraient sur des orbites les amenant tantôt trop près, tantôt trop loin de leur source d'énergie, l'étoile autour de laquelle elles tournent. Tout compte fait, seul 1/1 000 des étoiles présente des conditions favorables, mais cela fait encore des centaines de millions de possibilités. De là, on conclut facilement qu'il y a des mondes habités : conclusion non scientifique, et seule l'observation de la vie peut répondre à cette question.

Quelles sont les possibilités que nous avons de reconnaître la vie dans ces systèmes ?

Et d'abord, ces étoiles ont-elles des planètes ? Même pour les étoiles les plus proches, nous constatons que les difficultés de les reconnaître sont insurmontables ou presque. L'étoile la plus proche, α Cen, qui est d'ailleurs une étoile double, est située à 270 000 unités astronomiques. La lumière met 4,3 années pour nous parvenir de cette étoile. Si cette étoile était accompagnée d'une planète comme Jupiter, celle-ci serait un astre de 22e grandeur circulant à 4″ de cette étoile de grandeur 0, c'est-à-dire 1 milliard de fois moins lumineux que l'étoile. Un tel astre ne serait pas détectable.

Laissons α Cen qui est une étoile double et examinons un candidat plus valable, β Hyi, situé à 21 années de lumière ; le compagnon serait de 23e grandeur, invisible avec les plus grands télescopes et situé à 0″,8 de l'étoile. Cette détection d'une planète du type jovien est donc impossible par l'observation directe. Ne parlons pas de leur étude et de la détection de la vie ou même de molécules.

Deux autres moyens existent : la détection par la diminution d'éclat de l'étoile au moment où la planète passe devant l'étoile principale ; cette éclipse correspondrait à une diminution de 1/1 000 de l'éclat pendant 1,3 jour. Voici encore une observation impossible.

Si une planète analogue à Jupiter circulait autour d'une étoile, celle-ci décrirait une orbite autour du centre de gravité du système. Pour α Cen, ce mouvement se traduirait par une petite oscillation de 4/1 000″ d'amplitude avec une période de 12 ans, soit, au foyer d'un grand télescope, un déplacement de 0,4 μm.

La recherche de corps obscurs ne permet donc de révéler que des astres beaucoup plus gros et plus éloignés que Jupiter autour de certaines étoiles, et de tels astres ont été trouvés par l'astronome Van de Kamp. Mais il ne s'agit pas de planètes analogues à celles du Soleil ; 6 sur les 20 étoiles les plus proches du Soleil auraient de tels compagnons, et il est plausible d'admettre que certaines ont aussi des planètes analogues en dimensions à celles de notre système solaire.

Nous n'avons donc pas reconnu pour le moment de systèmes solaires analogues au nôtre, mais il s'agit d'une insuffisance de nos moyens.

Examinons maintenant les possibilités de communication avec des êtres vivants au moins aussi développés que les hommes. Nous ne pouvons évidemment pas espérer entrer en communication avec des hommes du Néolithique et encore moins avec des dinosaures, des sapins ou des fougères.

Pour bien situer ce problème, rappelons combien notre système solaire est isolé dans l'espace. α Cen est situé à 4,3 années de lumière ; si nous voulions l'atteindre par un engin satellisé à partir de la Terre, avec sa vitesse d'évasion, 42 km/s, c'est-à-dire, aux moindres frais, nous mettrions 30 000 années pour l'atteindre, et dans le cas de β Hyi, la durée serait de 150 000 ans. Certes, on peut envisager, en y mettant le prix, de diminuer ce temps, mais pour atteindre α Cen en 30 ans, il faudrait une énergie environ 12 millions de fois plus grande ; cela reste dans le domaine du possible grâce à la transformation de la matière en énergie mais nous ne savons pas encore le faire avec le rendement voulu.

D'ailleurs, notre isolement est à double sens : actuellement, nous n'avons observé aucun corps céleste, ni météorite, ni comète venant sûrement de l'espace interstellaire.

Notre seul espoir est d'entrer en communication avec d'autres êtres vivants par des signaux radioélectriques. Trois problèmes se posent alors : l'énergie nécessaire pour que le signal soit reçu, la nature du signal pour qu'il soit compris (c'est tout le problème du langage) et la durée de transmission.

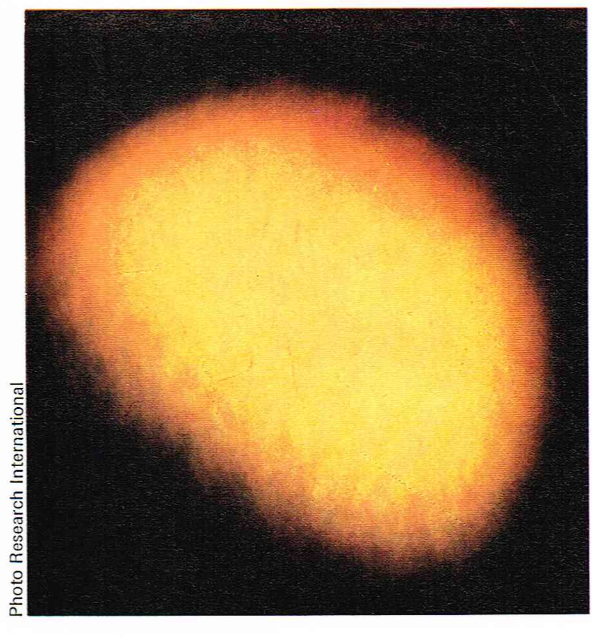
Sauf pour le langage, ces problèmes se posent déjà pour les ordres à donner à des satellites artificiels. Avec une antenne bien dirigée vers Pionnier 10, il fallait déjà dépenser des centaines de kilowatts. D'autre part, à cause des durées de transmission, les observateurs n'ont pas été capables de réorienter une caméra mal dirigée au moment du passage à proximité de Jupiter, car la panne, immédiatement détectée, n'était connue sur la Terre que 46 mn plus tard, et lorsque l'ordre est arrivé, encore 46 mn plus tard, l'époque de la manœuvre propice était passée.

Pour atteindre α Cen, il faudrait une énergie 3 milliards de fois plus grande, et le temps de retour serait de 9 ans. Ne parlons pas de β Hyi... Il n'est pas question d'utiliser un langage quelconque, même comme le morse, mais l'envoi d'un signal nettement rythmé, par exemple trois points à intervalle régulier ou tout ce que le jeu mathématique nous permet d'imaginer, est envisageable mais il faut 9 ans pour la réponse.

Nous pouvons imaginer le problème dans l'autre sens. Il existe peut-être des êtres vivants beaucoup plus évolués près d'une étoile de notre voisinage, et nous pouvons rêver de leurs sources d'énergie en les supposant beaucoup mieux instruits que nous. Ces êtres auront détecté qu'il existe de la vie sur Terre et ils nous enverront des messages, à nous de les écouter. Quelques essais de détection sont actuellement en cours, mais il faut des astronomes très convaincus.

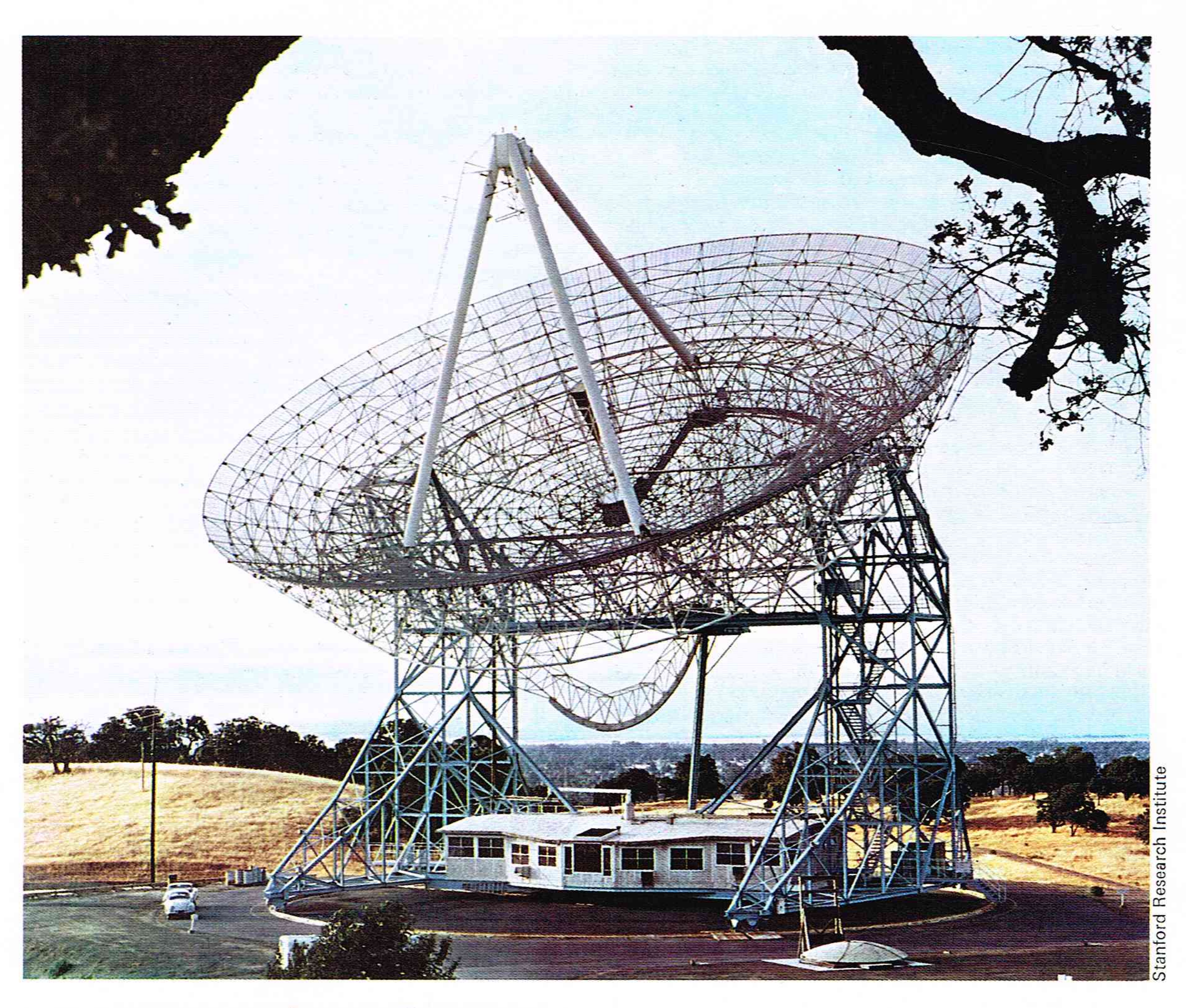
Abordons rapidement le problème des objets volants non identifiés. Les scientifiques n'ont, contrairement à ce qu'on prétend, ni idées préconçues, ni surtout d'instructions d' « autorités supérieures » pour nier la réalité. Ils seraient les premiers satisfaits et heureux si un jour on leur apportait de véritables preuves scientifiques de l'existence d'un de ces objets ou, mieux, d'êtres vivants.

Le rapport Condon, du nom de ce grand physicien décédé récemment, montre bien la nature des observations : 93 % de ces objets peuvent être identifiés, 3,5 % correspondent à des escroqueries caractérisées, et seuls 3,5 % ne sont pas identifiés. Or, l'expérience montre que, lorsqu'un phénomène bien connu, comme une météorite, est observé, la proportion des gens qui affirment avoir vu une soucoupe volante est du même ordre. Ces faits et l'absence de preuves expliquent notre scepticisme. Quel serait le savant qui aurait peur de la découverte merveilleuse : celle d'un frère, même d'un frère infiniment plus instruit, plus évolué que nous ?


Photo Research International

◀ *La planète Vénus.*

▶ *Le radiotélescope de Stanford, en Californie; c'est la plus grande antenne mobile en fonction aux États-Unis.*



Stanford Research Institute

LES PROGRÈS RÉCENTS DE L'ASTROPHYSIQUE, PERSPECTIVES D'AVENIR

Les trente dernières années ont été marquées par des progrès extraordinaires en astronomie. Les observations ont été étendues aux ondes hertziennes, grâce aux grands récepteurs radioélectriques, et ensuite aux ondes ultraviolettes, aux rayons X et aux rayons Gamma.

Actuellement, dans le vaste domaine spectral, dont les longueurs d'onde varient de 100 m à 1 angström (c'est-à-dire à 1 dix-millionième de millimètre), le seul domaine non exploré va de 100 à 1 000 Å (0,01 à 0,1 μm), mais des observations dans ce domaine sont prévues. Au début de ce siècle, seules les radiations allant de 0,4 à 0,8 μm (4 000 à 8 000 Å) étaient accessibles à l'observation.

Quelle est la raison de ce développement et quels sont les résultats obtenus ? On peut indiquer deux causes : le développement de récepteurs sensibles à de nouveaux domaines spectraux et la possibilité d'observer en dehors de l'atmosphère terrestre qui absorbe de nombreuses radiations.

Le développement des nouveaux récepteurs a permis d'abord la détection de sources astronomiques dans le domaine des ondes hertziennes. La construction de grands paraboloïdes, d'interféromètres, d'antennes en croix et enfin des grands instruments à synthèse d'ouverture, associés avec des récepteurs de plus en plus sensibles comportant des amplificateurs à maser, a permis d'explorer le ciel dans le domaine allant de 5 mm à 10 m de longueur d'onde, où l'absorption atmosphérique n'est pas gênante. Au-dessous de ce domaine, les molécules d'eau et de gaz carbonique empêchent toute observation ; au-dessus de ces longueurs d'onde, c'est alors l'ionosphère qui est gênante.

Nous avons vu dans de nombreux chapitres les résultats extraordinaires obtenus. Il a été possible de reconnaître la structure d'ensemble de la Galaxie. L'émission continue, expliquée par les transitions libres des électrons freinés au passage près des protons, permet de reconnaître sa structure d'ensemble. La transition interdite de la raie de 21 cm de l'hydrogène a permis de détecter et de tracer les bras de la Galaxie. On a, ensuite ou simultanément, découvert des sources discrètes : le centre de la Galaxie et un certain nombre d'astres de notre Voie Lactée, notamment les résidus des explosions des supernovae et surtout les pulsars.

La découverte de galaxies qui émettent des ondes radioélectriques a permis de reconnaître des galaxies explosives lesquelles sont le siège de phénomènes d'une ampleur inimaginable qui expliquent l'existence de radiogalaxies doubles. La découverte des quasars a permis d'étendre notre connaissance de l'Univers à des distances considérables. La découverte récente d'une trentaine de molécules plus ou moins complexes et dont beaucoup contiennent les atomes C, H et O, par exemple l'alcool méthylique ou l'alcool éthylique, ouvre une ère nouvelle.

Le domaine infrarouge situé entre 0,8 μm et 1 mm est difficile à observer. Des détecteurs modernes ont permis d'étendre le domaine jusqu'à 100 μm, alors qu'auparavant la sensibilité des plaques photographiques ne permettait d'atteindre que les radiations de 1 μm. Malheureusement, notre atmosphère est très peu transparente et ne présente que quelques fenêtres dont la transparence peut être augmentée par l'observation en altitude et surtout en ballon ou en fusée. Le domaine situé vers les longueurs d'onde de 1 mm est particulièrement difficile à étudier. On a néanmoins pu mettre en évidence un rayonnement isotrope dont le maximum d'émission est situé vers 1 mm et qui correspond à un rayonnement de corps noir de 3 °K. Il est expliqué comme le rayonnement résiduel de l'explosion initiale de notre Univers.

Le domaine visible entre 0,4 et 0,8 μm, exploré par l'observation visuelle et la photographie, a été étendu jus-

que vers 0,31 μm ; au-delà de cette limite, l'atmosphère est complètement opaque à cause de l'absorption produite par les molécules d'ozone, d'oxygène et d'azote. L'observation dans l'ultraviolet plus lointain a été étendue par l'emploi de fusées; celles-ci ont donné très rapidement des résultats extraordinaires pour le Soleil dont on a mis en évidence le rayonnement jusqu'à des longueurs d'onde de 2 000 puis 1 000 Å (0,2 μm puis 0,1 μm) ; le spectre a été ultérieurement étendu à l'ultraviolet lointain, au domaine des rayons X et γ. Notre connaissance du Soleil a été complètement renouvelée : on a mis en évidence des perturbations très énergiques : on observe des atomes 15 à 25 fois ionisés qui ne s'expliquent que par des températures de l'ordre de 1 milliard de degrés. Ces régions sont situées dans la couronne solaire, et elles sont en déséquilibre thermique et émettent des rayons X et γ. L'influence de ce rayonnement sur la Terre est importante, mais encore mal connue.

Le vent solaire, émission de particules ionisées (surtout des protons et des électrons) s'échappant du Soleil à des vitesses supérieures à 600 km/s, a été trouvé, et son influence sur tous les astres du système solaire est importante.

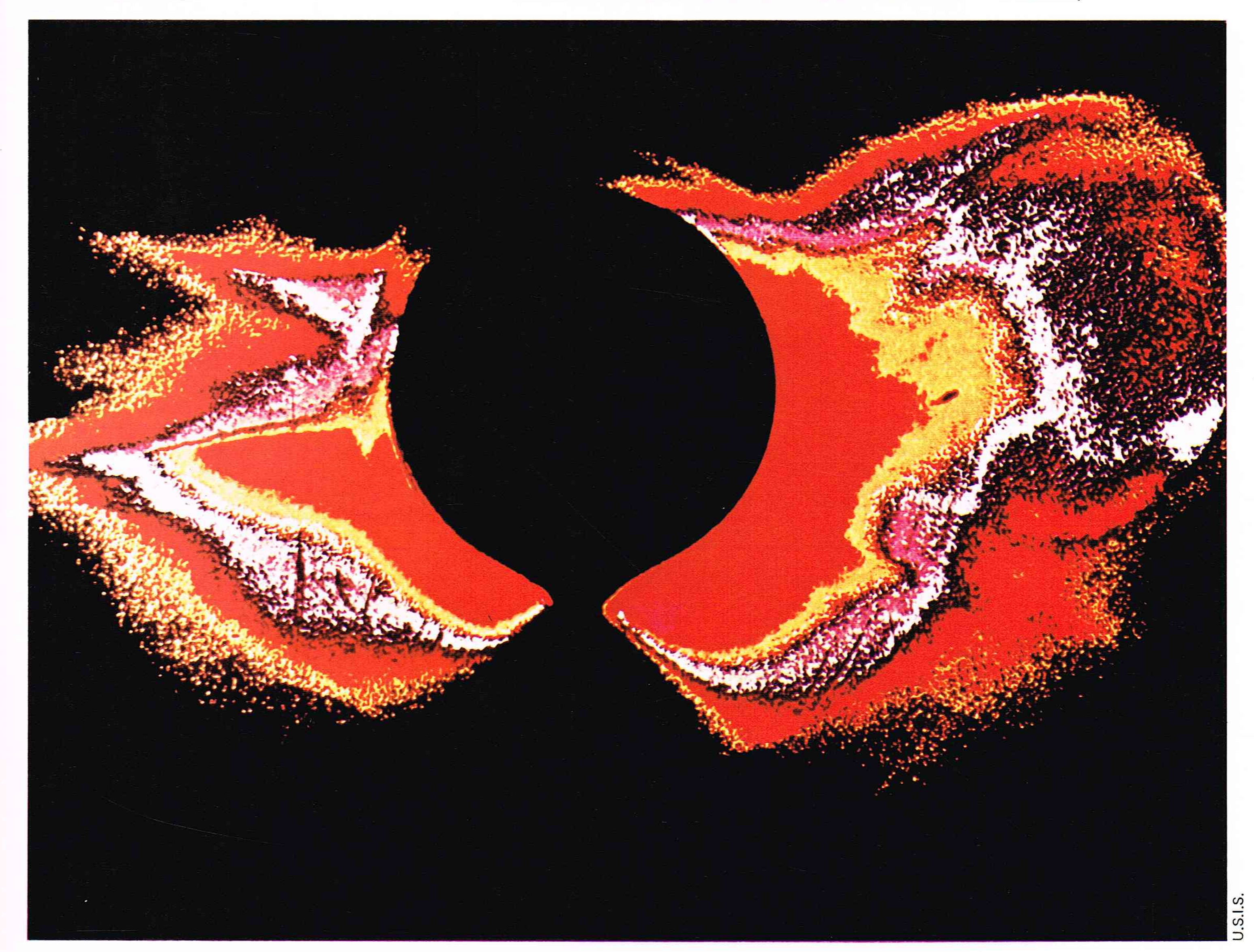
L'exploration dans l'ultraviolet lointain de l'Univers stellaire et extragalactique a été faite. Rappelons la découverte des sources à rayons X qui sont au moins de deux natures. Dans notre Galaxie, les sources X paraissent liées à des étoiles hyperdenses : étoiles à neutrons et trous noirs qui attirent la matière avec une très grande énergie ; celle-ci est libérée sous forme de rayons X. Dans l'Univers extragalactique, des sources X ne peuvent pas être expliquées par ce mécanisme.

Seul le domaine situé entre 100 et 1 000 Å n'est actuellement pas exploré. Ce domaine a été provisoirement délaissé à la fois pour des raisons techniques et astronomiques.

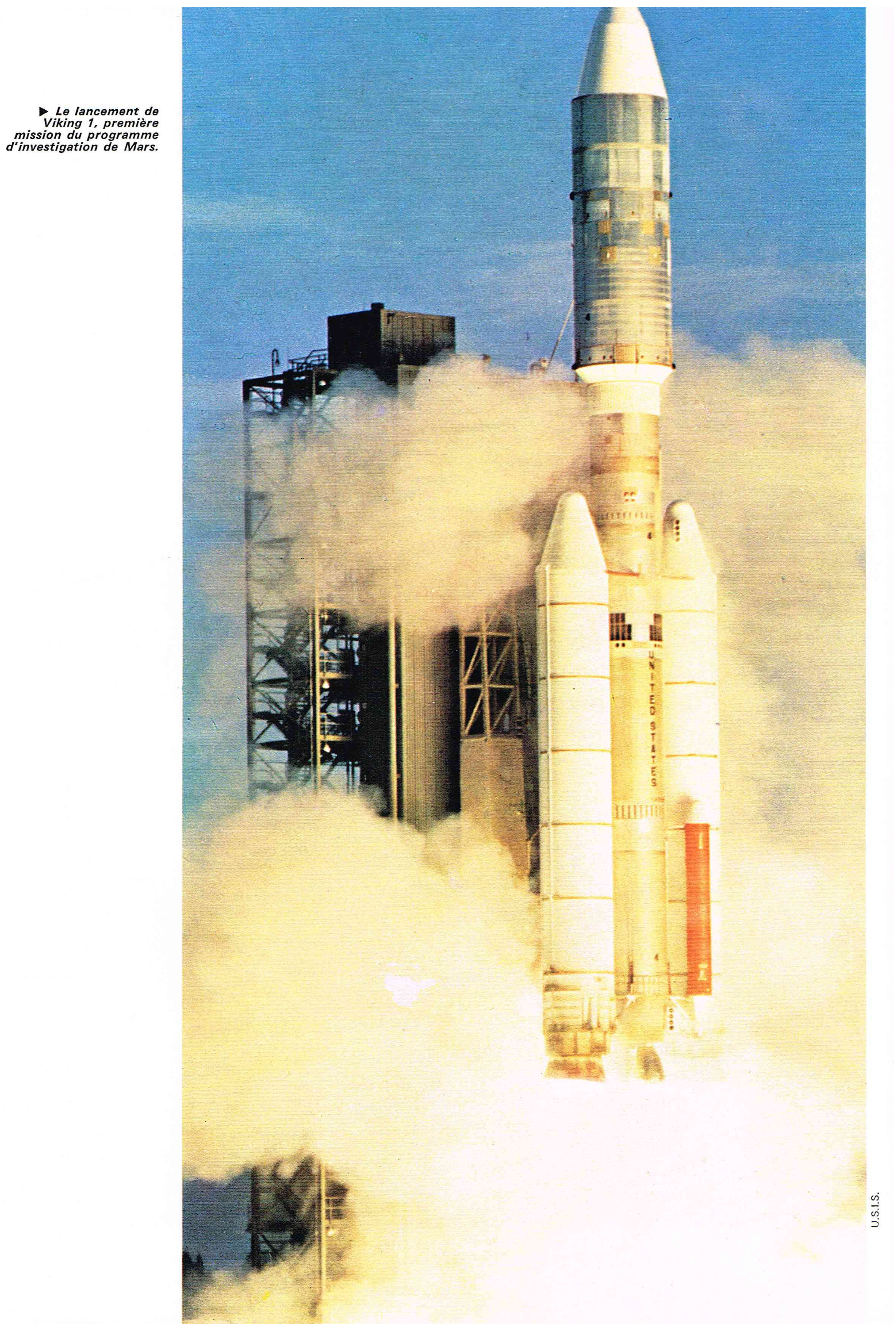
— Du point de vue de la technique, il est extrêmement difficile de construire des télescopes pour ces longueurs d'onde, car la matière ne réfléchit ces rayons que sous l'incidence rasante ; d'autre part, les récepteurs sensibles dans ce domaine n'ont été mis au point que très récemment.

— L'autre raison est liée au fait que l'on pensait que l'espace interstellaire absorbe tout le rayonnement stellaire ou extragalactique de ce domaine. Si les radiations visibles sont absorbées par des particules de 0,1 à 1 μm, ce sont les atomes qui sont les principaux absorbants pour les ondes plus courtes que 0,1 μm, et l'on a calculé que l'absorption par les atomes d'hydrogène est telle qu'aucun rayonnement au-dessous de 912 Å ne doit nous parvenir. Mais ces calculs avaient été faits en admettant une densité de 1 atome d'hydrogène ionisé par centimètre cube. Dans ces conditions, il existe 3 milliards de milliards ($3 \cdot 10^{18}$) de protons dans une colonne de 1 cm^2 de section, allant de l'observateur à l'étoile la plus proche, et l'absorption est totale. Mais des résultats récents font espérer que la densité locale de l'hydrogène dans la région de l'espace où se trouve le Soleil est 100 fois plus petite, de sorte qu'on a l'espoir de trouver du rayonnement dans le domaine inférieur à 1 000 Å pour quelques-unes des 100 000 étoiles qui sont plus proches que 1 000 années de lumière. Les candidates sont les étoiles chaudes et les étoiles qui sont entourées de couronnes stellaires très chaudes analogues à la couronne solaire. On espère

▼ Une des nombreuses photographies du Soleil prises par la mission Skylab 2 (le 18 juin 1973) ; on observera les régions situées dans la couronne solaire et dont on sait qu'elles émettent des rayons X et γ (cette photo a été traitée en laboratoire par des techniques de séparation de couleurs; les régions rouges sont les régions sombres et les blanches les régions brillantes).



U.S.I.S.



▶ *Le lancement de Viking 1, première mission du programme d'investigation de Mars.*

U.S.I.S.



U.S.I.S.

◀ *Le cosmonaute soviétique A. Leonov (à gauche) et l'astronaute américain T. Stafford, commandants de Soyouz et d'Apollo, montrant, au cours de l'entraînement à Houston, la plaque commémorative de la rencontre des deux engins.*

obtenir de nouveaux résultats. L'exploration de ce domaine était prévue dans l'aventure spatiale commune États-Unis-U.R.S.S. qui prévoyait en juillet 1975 la jonction dans l'espace d'une cabine Apollo et d'un engin Soyouz.

Les découvertes astronomiques dans le domaine stellaire, galactique et extragalactique ont été nombreuses et souvent, du point de vue du physicien, étranges. La physique doit faire de grands progrès pour que nous puissions comprendre ces résultats d'observation.

L'impulsion donnée à la cosmologie pour l'interprétation des phénomènes observés à la limite de l'Univers explorable est essentielle. L'explication de la matière hyperdense : naines blanches, étoiles à neutrons et trous noirs, est aussi liée intimement à ces théories. Mais de nombreux phénomènes fondamentaux sont encore inexpliqués ou mal compris : citons le déplacement des raies spectrales des quasars eux-mêmes, mais surtout l'existence de systèmes d'absorption variés qui ont été découverts ces dernières années. La nature exacte de l'émission radioélectrique des pulsars et le ralentissement de leur rotation sont encore mal compris. Il ne s'agit pas là de curiosités ou de difficultés mineures mais de problèmes essentiels. Leur compréhension permettra à la physique de faire un pas fondamental. Les applications pratiques à la physique de la matière seront probablement très productives.

Nous ne savons naturellement pas quelles seront les découvertes que l'on fera dans le domaine de l'astrophysique stellaire, galactique et extragalactique par l'amélioration des méthodes actuelles; nous ne pouvons pas les prévoir.

Nous devons constater qu'un domaine spatial a été à peine abordé : celui de l'amélioration de notre perception des détails stellaires. Le pouvoir séparateur de nos instruments est limité sur la Terre par la turbulence atmosphérique et les variations de forme des miroirs. Ces dernières sont dues aux variations thermiques et aux déformations élastiques inévitables, car le télescope se déplace par rapport à la pesanteur terrestre. Sur le premier et le troisième point, l'astronomie spatiale paraît la solution idéale : un grand télescope, placé dans l'espace ou sur la Lune, doit permettre d'atteindre la limite de résolution théorique imposée par la nature électromagnétique des radiations lumineuses. Les déformations élastiques, dans le champ d'accélération nul des observations spatiales, sont automatiquement corrigées; il semble possible de contrôler les déformations thermiques. Dans les observations terrestres, des images de 0",25 sont une performance qui n'est possible que dans les meilleurs sites. Cette limite ne correspond qu'à celle d'un télescope de 50 cm de diamètre ; un télescope de 3 m devrait permettre de séparer des étoiles distantes de 0",04. La mesure de la position des étoiles aussi nettes doit permettre d'améliorer la mesure des parallaxes, surtout si le télescope est placé sur un satellite à trajectoire très éloignée du Soleil. Ces problèmes délicats seront abordés par les vaisseaux spatiaux de la seconde génération.

Les progrès dans notre connaissance du système solaire

Dans ce domaine, la recherche spatiale a été une vraie révolution et ouvre une ère nouvelle pour l'humanité.

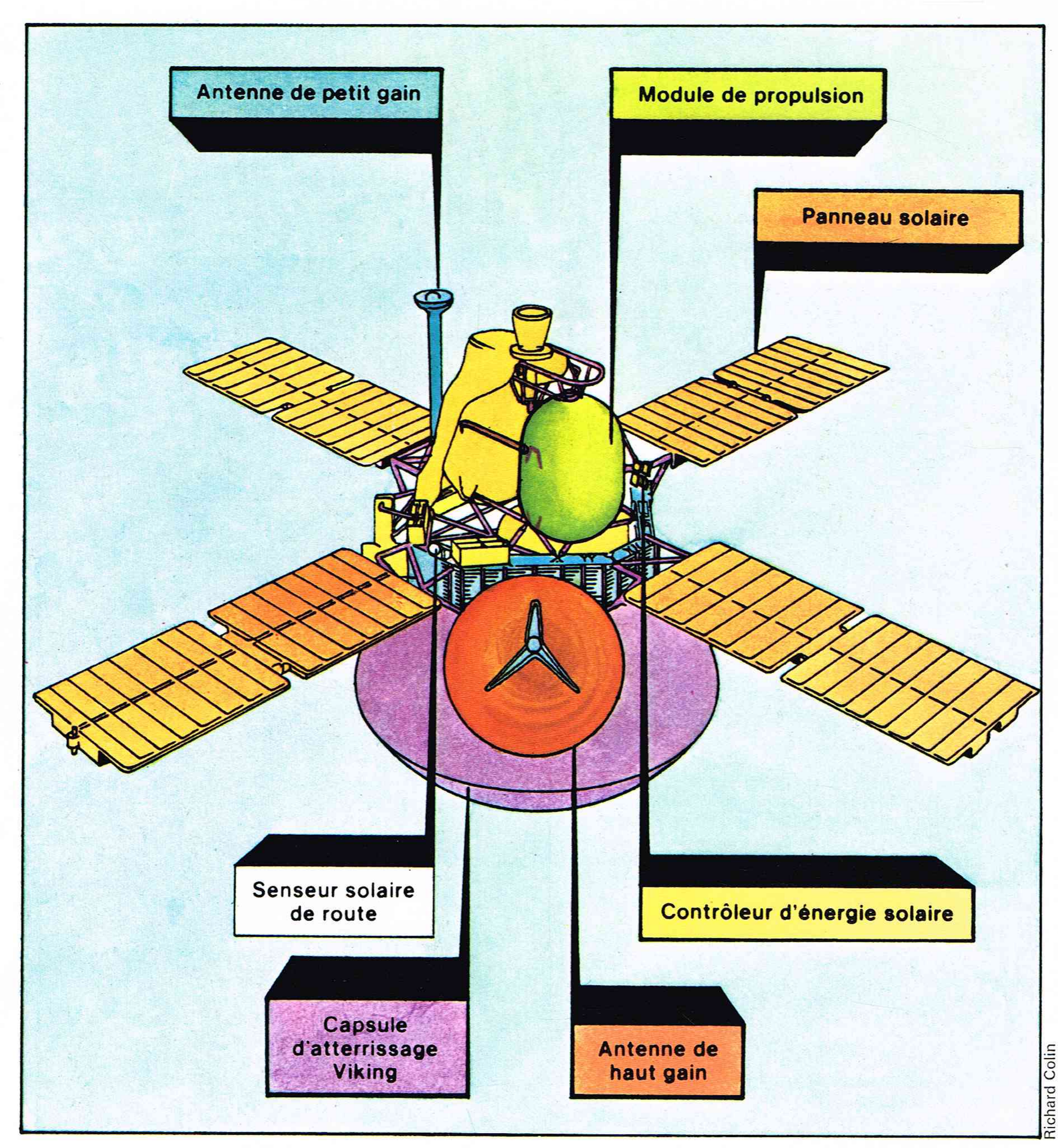
L'homme a atterri sur la Lune, et il en a rapporté des roches; il a pu déterminer la constitution et les conditions physiques de notre satellite avec autant de précision que celles de la Terre.

L'homme a envoyé des engins spatiaux autour des quatre planètes les plus proches de la Terre et a ramené des photographies très détaillées de Mercure et de Mars. Il a pu photographier avec détail les nuages de Vénus et de Jupiter. Il a fait atterrir des sondes spatiales sur Vénus et Mars, et il a mesuré les températures et les pressions atmosphériques, et la composition de l'atmosphère de Vénus. Les sondes spatiales ont permis de mesurer directement les champs magnétiques des planètes; leur absence ou leur présence pose des problèmes encore non résolus. Un vaisseau spatial est en route pour Saturne. Après avoir placé un satellite artificiel qui tourne autour de Mars, les Américains ont commencé maintenant l'opération Viking dont la partie essentielle est l'atterrissage sur la planète d'une sonde éjectée à partir d'un nouveau satellite artificiel de Mars. Le lancement de la sonde a eu lieu le 20 août 1975; l'atterrissage est prévu pour le 4 juillet 1976.

Le problème philosophique essentiel est celui de l'existence de la vie dans le système solaire. Les expériences spatiales ont montré qu'il n'y a pas et qu'il n'y a jamais eu de vie sur la Lune. L'absence de vie est aussi très probable sinon certaine pour Mercure. Les conditions physiques sur Vénus, Jupiter et les grosses planètes sont telles que des organismes vivants analogues à ceux de la Terre ne pourraient y subsister : haute température et haute pression sur Vénus, froid et atmosphère extraordinaire pour les grosses planètes.

Seul Mars ressemble à la Terre, mais il est néanmoins très différent : un être humain ou un animal supérieur

▶ ***Le véhicule Viking qui a été envoyé vers Mars, en 1975, pour y exécuter des analyses et notamment la recherche des êtres vivants.***



terrestre ne pourrait y subsister de façon autonome ; mais l'existence d'une vie organique peu développée, soit qu'elle soit débutante, soit qu'elle soit finissante, n'est pas exclue. L'existence de traces d'eau dans une atmosphère ténue, des érosions anciennes font penser à la présence ancienne de l'eau. On voit l'importance de l'exploration directe de Mars par des sondes et plus tard, lorsque les conditions seront mieux connues, d'un atterrissage sur Mars. Les résultats de ces expériences seront essentiels pour notre connaissance du système solaire et surtout pour l'existence d'une vie, plus ou moins organisée, ailleurs que sur la Terre. Ces résultats auront une influence essentielle sur la pensée de l'homme.

BIBLIOGRAPHIE

Traités généraux

ANDRILLAT H., *Introduction à l'étude des cosmologies,* Éd. A. Colin, 1970. - DANJON A., *Astronomie générale,* Éd. J. et R. Sennac, Paris, 1959. - DANJON A., COUDER A., *Lunettes et Télescopes,* Éd. Revue d'optique, 1935. - FLAMMARION C., *l'Astronomie populaire,* Éd. Flammarion, 1955. - HEIDMANN J., *Introduction à la cosmologie,* P.U.F., 1973. - PECKER J.C., *la Nouvelle Astronomie,* Éd. Hachette. - SCHATZMAN E., *Astronomie,* in *Encyclopédie de la Pléiade.*

Constantes et données numériques

ALLEN, *Astrophysical Quantities,* University of London, The Athlone Press, 3rd edition, 1973. - BECVAR A., *Atlas of the Heavens-II, Catalogue* 1950.0, Édition de l'Académie tchécoslovaque des sciences, Prague, 1964. - NORTON A.P., GALL I.J., *Norton's Star Atlas and Telescope Handbook,* Gall and Inglis, Edinburgh, 1969.

Dans la collection « Que sais-je? » (P.U.F.)

N° 230 *Le Soleil* par Raymond MICHARD
N° 383 *Planètes et Satellites* par James LEQUEUX
N° 497 *L'Infrarouge* par Jean GRANIER et Paul CAILLON
N° 508 *L'Astrologie* par Paul COUDERC
N° 687 *L'Univers* par Paul COUDERC
N° 729 *Les Rayons cosmiques* par André CACHON
N° 875 *La Terre et la Lune* par Jean TAILLÉ
N° 940 *Les Éclipses* par Paul COUDERC
N° 1233 *Le Soleil et la Terre* par André BOISCHOT
N° 1236 *Les Comètes* par Jean DUFAY
N° 1237 *Les Quasars* par Philippe VÉRON
N° 1410 *La Lune* par Frantisek LINK
N° 1454 *Les Radiotélescopes* par Jacques-Émile BLUM
N° 1467 *La Photométrie* par Jean TERRIEN
N° 1473 *L'Astrophysique nucléaire* par Jean AUDOUZE
N° 1477 *L'Ionosphère* par André AUBERT


E.N.I.

▲ *Les prospections géophysiques représentent un des aspects les plus importants de la géophysique appliquée, leur champ d'opération s'attachant surtout à la recherche des hydrocarbures. L'illustration montre l'effet d'une charge explosive au cours d'un relevé séismique effectué au Maroc.*

LA PHYSIQUE DU GLOBE

La physique du globe, ou géophysique, applique les principes et les procédés de la physique à l'étude de la structure de l'ensemble du globe terrestre et des mouvements qui l'affectent. Sa principale caractéristique réside dans le fait qu'elle ne possède pas une seule méthodologie, mais qu'elle utilise des techniques très variées suivant les phénomènes dont elle s'occupe. En particulier, toutes les ramifications de la physique telles que la mécanique, l'acoustique, la thermométrie, l'optique, l'électromagnétisme et même la théorie et la technique nucléaires plus récentes trouvent une application dans la géophysique. Par ailleurs, elle s'imbrique profondément dans des sciences autonomes comme la géologie et la géographie puisqu'elle s'intéresse à la physique de la lithosphère, de l'hydrosphère et de l'atmosphère.

La géophysique est essentiellement une science expérimentale ; son développement s'effectue en fonction de la disponibilité des instruments nécessaires à l'observation et à la mesure des phénomènes. La subdivision de cette discipline en branches variées est donc une conséquence du progrès scientifique et technique, qui a permis de passer graduellement de l'observation générale des phénomènes naturels, liés à la Terre, au relevé systématique d'une quantité toujours plus grande de données en tous les points du globe.

Parmi les principales méthodes de recherche utilisées par la géophysique, citons :

— *la* séismologie, *qui étudie les séismes et la propagation de l'onde séismique ;*

— *la* gravimétrie, *qui étudie le champ de gravitation terrestre et les phénomènes corollaires ;*

— *le* géomagnétisme *et la* géoélectricité, *qui étudient respectivement les champs magnétiques et électriques terrestres ;*

— *le* paléomagnétisme, *dont les investigations remontent dans le passé, grâce aux aimantations laissées dans des roches par le champ terrestre.*

Enfin la prospection géophysique, *ou géophysique appliquée avec :*

— *la* géodésie, *qui étudie la forme de la Terre et ses techniques de représentation : topographie, photogrammétrie et cartographie ;*

— *la* météorologie, *qui étudie l'atmosphère terrestre et ses variations ;*

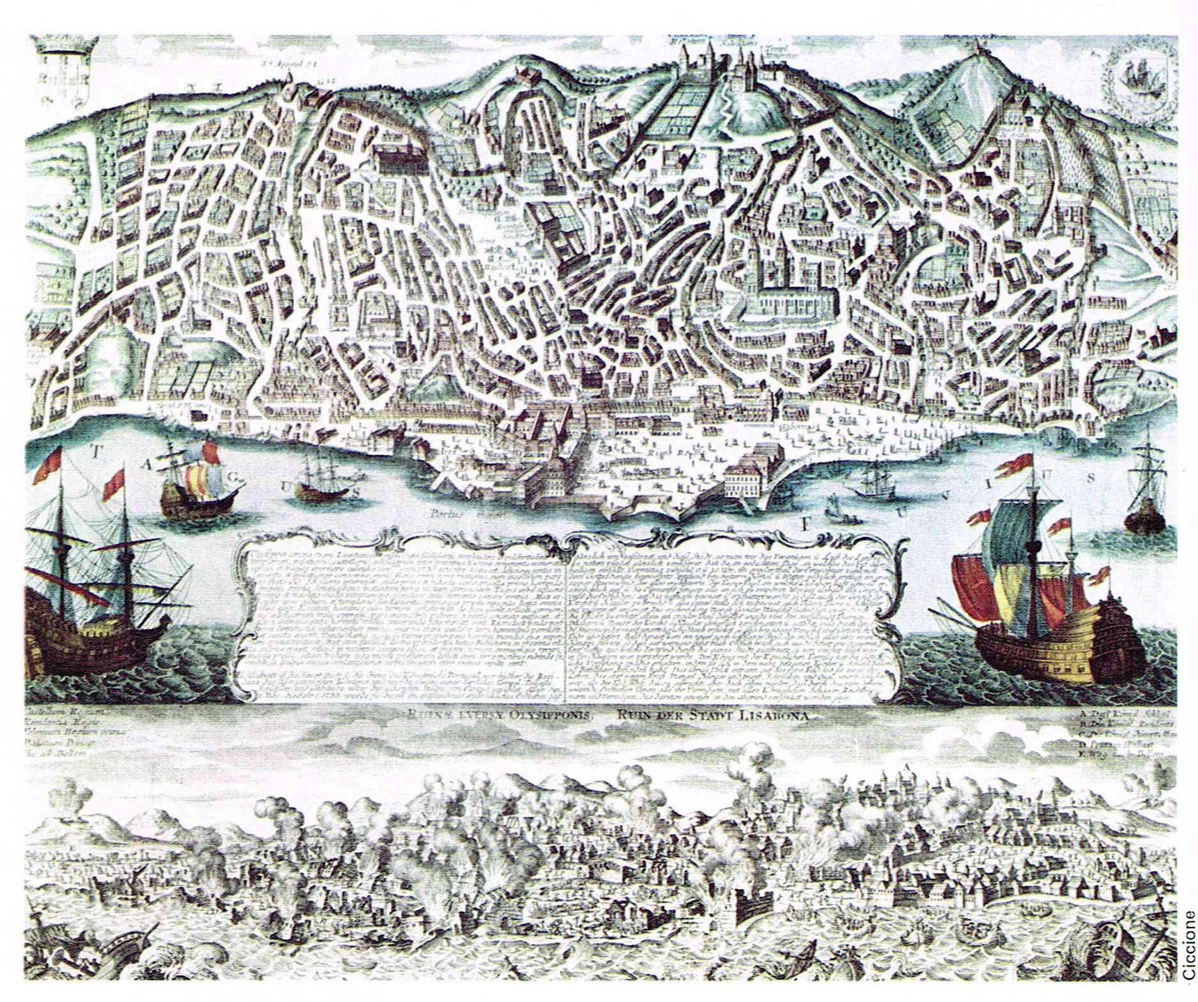
— *l'*océanographie, *science de la mer.*

Les buts poursuivis par la géophysique font appel aussi bien à la recherche pure qu'à la pratique. La séismologie, par exemple, peut étudier les tremblements de terre, soit à l'aide de données obtenues sur les couches plus profondes et inaccessibles du globe terrestre, soit par l'observation de l'effet destructif sur les constructions.

En pratique, les applications directes se sont séparées progressivement de la science originelle ; en effet, la complexité croissante de la technique a nécessité la formation de spécialistes, la rédaction de traités et la publication de revues spécialisées.

Néanmoins, on ne peut pas parler de séparation complète entre la science pure et l'application. Tandis que la prospection géophysique, par exemple, utilise de plus en plus les concepts, même très complexes, de la science pure, les techniques développées et mises au point pour les prospections sont souvent employées pour les recherches à caractère scientifique. Ainsi s'établit un procédé d'osmose entre les deux branches pure et appliquée.

▶ *Le tremblement de terre qui, en novembre 1755, détruisit presque complètement la ville de Lisbonne fut le premier dont les effets aient été décrits de façon assez rigoureuse.*



Ciccione

LA SÉISMOLOGIE

La définition qui indique en général cette partie de la géophysique comme la science du tremblement de terre n'est plus désormais acceptable : si la séismologie (du grec « seismos » qui signifie « ébranlement », et non « sismologie », qui dérive du mot grec « sismos » signifiant « sifflement ») est née en vue d'expliquer le phénomène catastrophique, de chercher un moyen de le prévenir qui soit susceptible de réduire les dégâts occasionnés, elle s'est révélée extrêmement utile pour étudier la structure interne de la Terre. Cette étude s'accomplit non seulement à travers l'analyse des effets causés par les phénomènes naturels, mais aussi grâce à l'utilisation de séismes artificiels (tirs d'explosifs). L'aspect de cette science est donc double : d'une part, elle s'intéresse à la cause et aux caractéristiques du tremblement de terre; de l'autre, elle représente un moyen puissant (le plus efficace de nos jours) pour rechercher la constitution de l'intérieur de la Terre, encore si peu connue.

Les tremblements de terre sont parmi les phénomènes naturels qui impressionnent le plus l'homme. Il est donc logique que le phénomène séismique ait toujours fait l'objet d'observations : observations, cependant, limitées, il n'y a pas si longtemps encore, aux seuls aspects macroscopiques. En tant que science, la séismologie est en effet relativement récente; on peut dire qu'elle a pris naissance avec la construction des premiers appareils capables de fournir un enregistrement permanent de la Terre, c'est-à-dire dans la seconde moitié de notre siècle.

Le premier tremblement de terre dont les effets aient été décrits de façon assez rigoureuse fut celui de Lisbonne en 1755. Une autre étape importante fut l'étude du tremblement de terre de la région de Naples en 1857 (par le séismologue anglais R. Mallet) et l'énoncé d'une échelle d'intensité des mouvements telluriques d'après Rossi et Forel, échelle complétée plus tard par Mercalli et utilisée internationalement de nos jours, après de légères modifications. Pendant ce temps, J. Milne et A. Cancani avaient construit les premiers séismographes, et venaient d'organiser les premiers observatoires permanents. Au début de notre siècle, se créèrent des organisations internationales pour l'échange des données entre les divers observatoires et la rédaction de rapports périodiques. Simultanément, la théorie de l'élasticité vint s'appliquer à la transmission de l'onde séismique. Les enregistrements, effectués avec des appareils plus perfectionnés, permirent de distinguer plusieurs phases, interprétées par la suite comme étant les arrivées de différents types d'ondes (avec une vitesse et une fréquence différentes) ou bien du même type d'onde, mais se propageant selon une autre trajectoire.

Aussi peut-on dire que la séismologie moderne a commencé peu avant la guerre de 1914-1918, avec la construction d'appareils à inscription galvanométrique de la plus haute sensibilité (par B. Galitzine) et avec la découverte du principe de discontinuité : limite de la croûte terrestre et du noyau central, repérés respectivement par Mohorovičić et Wiechert-Gutenberg.

Nature et effets des tremblements de terre

Les tremblements de terre tirent leur origine des perturbations localisées dans la zone plutôt étroite de la croûte terrestre ou au-dessous. La cause des perturbations est liée aux réajustements rendus nécessaires par les échanges de chaleur. Si cette chaleur n'appartient pas en propre au noyau, elle peut être d'origine radio-active ou chimique, ou encore résulter du frottement. Ce réajustement interne soumet l'écorce solide extérieure à un effort de tension et de compression, à un effort de cisaillement ou aux deux à la fois : il y a dislocation (faille) si l'effort dépasse la limite d'élasticité de la roche.

Dans les zones volcaniques, les tremblements de terre (localisés) sont dus à des causes mineures : mouvements souterrains du magma et éruptions accompagnées d'explosions. D'autres mouvements telluriques, encore plus localisés, peuvent être attribués à des « éclatements » de la roche consécutifs à des excavations, à des éboulements ou encore à des écroulements dans les mines.

A grande distance, la source du tremblement de terre peut être considérée comme concentrée en un point *(foyer* ou *hypocentre)*, situé plus ou moins profondément dans le sol. Le point de la surface du globe, situé sur la verticale du foyer, s'appelle *épicentre*.

Suivant la profondeur du foyer, on distingue trois catégories de tremblements de terre : superficiels (avec un foyer allant jusqu'à 60 km environ de profondeur, c'est-à-dire à l'intérieur de la croûte terrestre) ; intermédiaires (de 70 à 300 km environ) ; profonds (au-delà de 300 km). Les tremblements de terre dont le foyer atteint plus de 700 km de profondeur n'ont pas encore été enregistrés.

Un tremblement de terre n'est jamais un événement isolé ; il est précédé de secousses prémonitoires de faibles intensités, suivies en général de beaucoup de répliques avec une fréquence et une intensité décroissantes, qui continuent dans certains cas pendant des mois ou des années. Plus rarement, l'on assiste à une série de secousses d'intensités semblables : cela se produit surtout dans les régions volcaniques.

Effets primaires et secondaires des tremblements de terre

Les *effets primaires* sont les déformations et les déplacements permanents, visibles, comme les changements de cours des fleuves et des torrents, la disparition et la formation de sources.

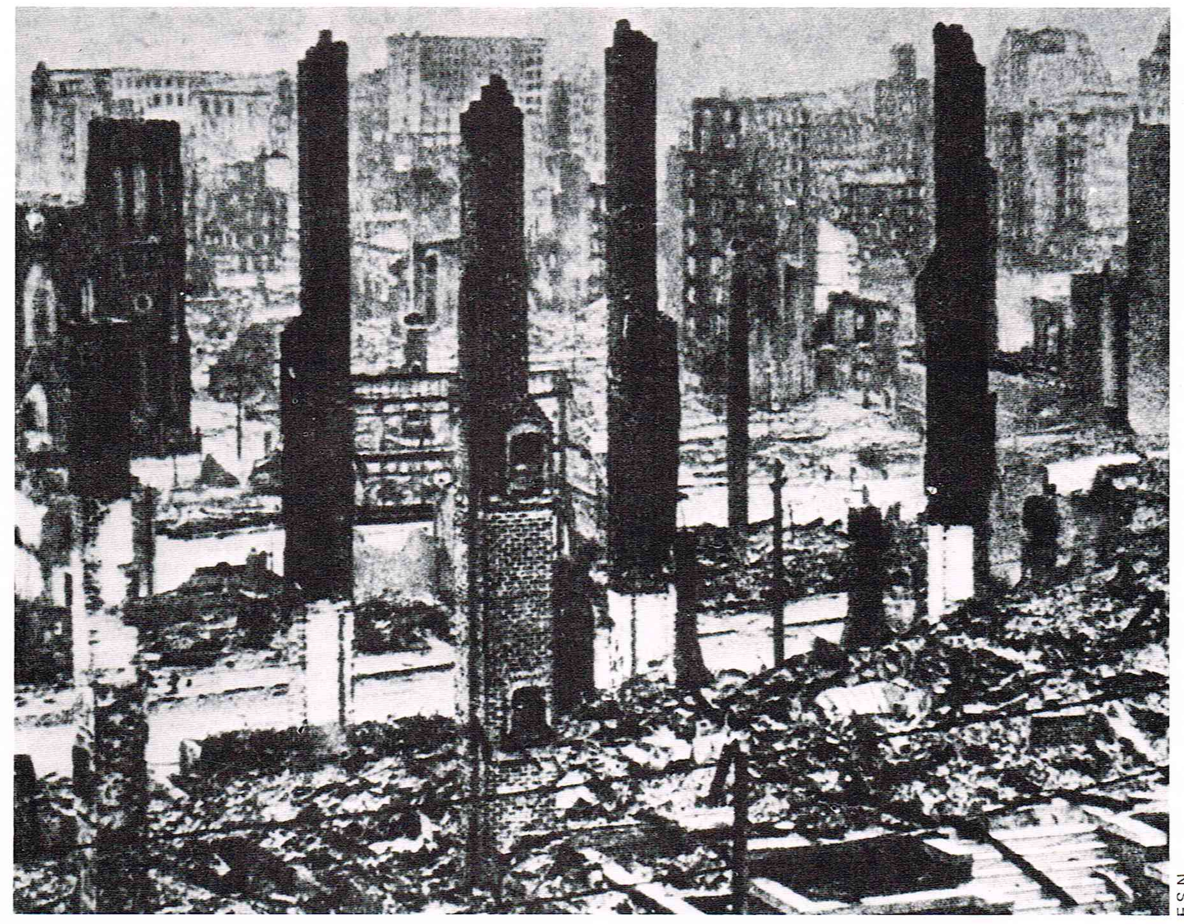
Les *effets secondaires* macroséismiques, c'est-à-dire visibles, peuvent être *permanents* ou *temporaires*. Les premiers représentent une donnée analysable sur le plan objectif, par opposition aux seconds qui dépendent de sensations momentanées. Parmi les effets secondaires permanents, citons les éboulements, les cratères de sable (dus aux compressions et aux dilatations de la nappe aquifère), les dommages causés aux constructions, le déplacement des objets, la rupture de lignes électriques, des aqueducs, etc. Parmi les effets secondaires temporaires, citons les vibrations perceptibles par l'homme, l'oscillation d'un lampadaire, les changements momentanés de niveau dans les flaques d'eau, les raz de marée et, naturellement, toutes les sensations physiologiques, tel le bruit sourd qui précède parfois le séisme.





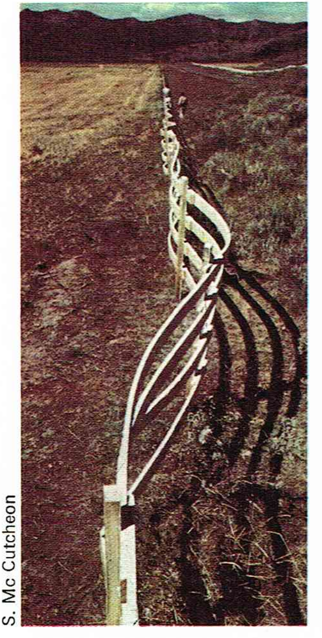
S. Mc Cutcheon

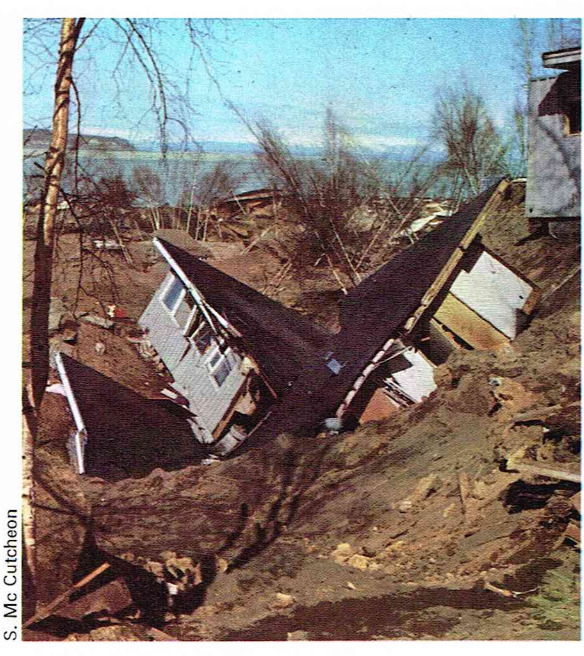
▲ Ces deux photographies prises, en haut avant le tremblement de terre, en bas après la catastrophe, montrent la violence du séisme qui eut lieu en mars 1964 à Anchorage (Alaska) : le grand hôtel que l'on voit sur la photo du haut a été totalement détruit (on en aperçoit les débris à gauche sur la photo ci-dessus).



F.S.N.

◀ Le centre de la ville de San Francisco après le tremblement de terre du 16 avril 1906. Malgré la violence du séisme, les structures des principaux édifices construits pour lutter contre la violence du vent ont résisté; la destruction de la ville a été surtout le fait de l'incendie qui suivit. La population eut le temps de fuir, ce qui explique le nombre relativement peu élevé de victimes.


S. Mc Cutcheon


S. Mc Cutcheon


S. Mc Cutcheon

▲ ***Quelques effets particulièrement impressionnants de tremblements de terre : à gauche, la déformation d'une barrière, exemple d'effet secondaire permanent** (Gallatin Country, Montana, août 1959)* ; ***au centre, la destruction et l'ensevelissement d'une habitation** (Quake Mar, Alaska, mars 1964)* ; ***à droite, cet arbre coupé en deux par le mouvement du sol gelé est également un exemple spectaculaire d'effet secondaire permanent du mouvement séismique.***

Propagation des ondes séismiques

A partir d'une faille séismique, les ondes produites par la rupture se propagent dans toutes les directions à l'intérieur de la Terre avec une vitesse, une fréquence et une ampleur qui dépendent des propriétés mécaniques des roches rencontrées. La propagation s'effectue par ondes élastiques : une particule du sol, atteinte par l'ébranlement et déformée par lui, tend à reprendre sa forme sous l'effet des forces intermoléculaires. Le déplacement est minime, en sorte que ces forces peuvent être considérées comme proportionnelles aux déformations, autrement dit l'élasticité comme parfaite. Il apparaît donc nécessaire de rappeler quelques principes sur l'élasticité, pour comprendre les relations qui existent entre le comportement de l'onde et la nature du milieu traversé.

On définit toute contrainte sur un solide comme le rapport entre la force appliquée et l'unité de surface sur laquelle elle agit. La force peut s'exercer *perpendiculairement* ou *parallèlement* à la surface. Dans le premier cas, on obtient une *compression* (ou une dilatation, selon la direction choisie). Dans le second, la force est dite de *cisaillement*. Les forces de compression déforment le solide en le condensant ; celui-ci reprend sa forme primitive au bout d'un temps plus ou moins long, après que l'action des forces a cessé. Les forces de cisaillement (ou tangentielles) entraînent, au contraire, un changement de forme sans variation de volume.

Le *module de Young* « E » (ou module d'élasticité du corps considéré) est le rapport entre la force longitudinale et la force de compression (ou de dilatation) pendant la période des déformations élastiques. Le rapport μ entre la force tangentielle et les déformations angulaires est, au contraire, la *rigidité* ou module de cisaillement.

E varie suivant le type de roche traversée (de l'ordre de 10^5 à 10^6 kg/cm^2). Les valeurs plus faibles sont caractéristiques des roches peu cohérentes, ou très altérées, qui se trouvent seulement dans les parties superficielles de la croûte terrestre.

Une autre caractéristique importante des matériaux est le rapport entre les déformations transversales et les déformations longitudinales d'un corps soumis à une force de compression (ou de dilatation). Ce rapport se calcule par le *coefficient de Poisson :* σ. Pour les roches non altérées, la valeur de σ est de l'ordre de 0,25. Enfin, le rapport entre la pression et la réduction du volume est le *module de volume* ou d'incompressibilité : K.

Ces constantes élastiques sont reliées par des relations mathématiques pour lesquelles, par exemple, connaissant le module de Young et le coefficient de Poisson, on peut déterminer la valeur du module de volume et de la rigidité :

$$E = \mu \frac{(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \qquad \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

où λ est un paramètre élastique de Lamé ($\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$).

La propagation des ondes élastiques varie en fonction de la modalité selon laquelle toute contrainte est appliquée, et selon le type des déformations subies par les roches. Lors d'une explosion, par exemple, on assiste à une brusque augmentation de la pression, qui comprime les matériaux situés au voisinage de cette source. Après chaque compression, on enregistre une raréfaction, c'est-à-dire une déformation en sens opposé à la première (les particules du milieu traversé se dilatent). Si le milieu est homogène, la *longueur d'onde* (c'est-à-dire la distance entre deux maximums successifs de compressions ou de dilatations) est constante. La longueur d'onde est proportionnelle à la vitesse de propagation et inversement proportionnelle à la fréquence.

La source des ondes élastiques, dans le cas des tremblements de terre, est due principalement à des dislocations.

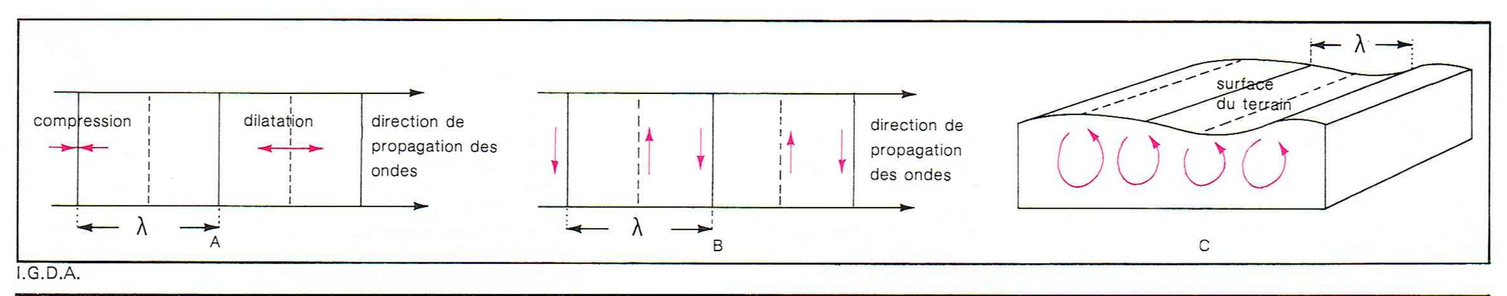
A la suite d'un ébranlement, tous les points qui amorcent leur mouvement à un moment donné sont sur une même surface qui constitue un *front d'onde*. Le front d'onde est donc une discontinuité mobile séparant une région qui subit une perturbation d'une région qui n'est pas perturbée. Il se propage de proche en proche. Perpendiculairement aux positions successives de l'onde, on peut tracer des courbes, auxquelles on attribue le nom de *rais*. Ces rais sont les trajectoires de l'énergie séismique.

Si la matière était parfaitement homogène, les rais seraient des droites issues du foyer ; mais ils sont généralement courbes.

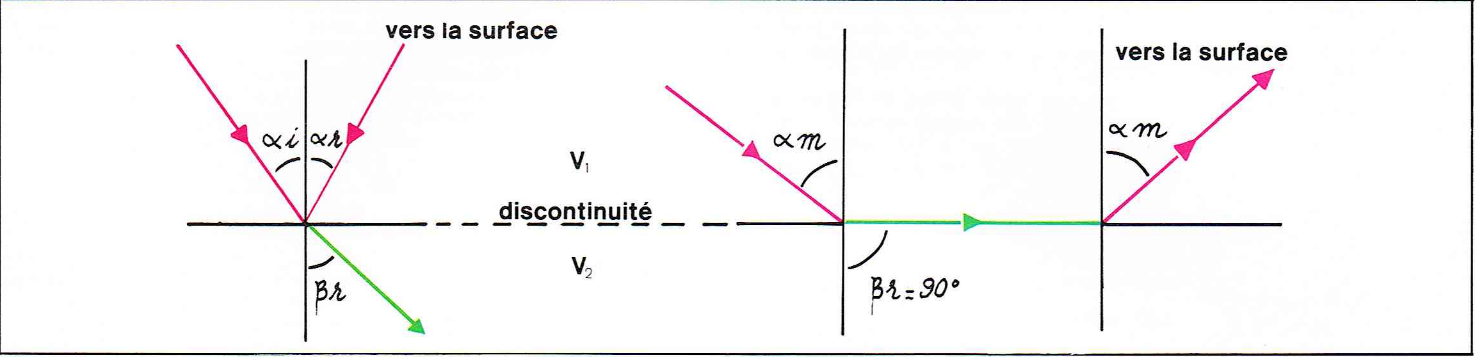
Il existe deux modes de propagation des ondes élastiques à l'intérieur d'un corps. Pour les ondes de compression (ou de dilatation), les particules atteintes s'accélèrent suivant le rai séismique, c'est pourquoi on les appelle des *ondes longitudinales*. On les désigne aussi sous le nom d'*ondes primaires* (ou ondes P), car elles arrivent les premières. Dans le cas des ondes de cisaillement, l'accélération des particules est tangente à l'onde, en étant dirigée perpendiculairement au rai ; on leur attribue le nom d'*ondes transversales* ou ondes S, car elles arrivent les secondes.

En réalité, dans la roche et dans la grande partie des matériaux qui constituent la Terre, les deux modes de propagation coexistent, quelle que soit la source de l'onde élastique. Toutefois, dans un tremblement de terre tectonique, le rapport entre l'énergie qui se transmet suivant les ondes transversales et celle qui voyage selon les ondes longitudinales est beaucoup plus élevé que dans le cas d'une explosion souterraine.

Afin de connaître la vitesse de propagation des ondes, on applique les formules d'élasticité. Il faut supposer, alors, que le milieu traversé est homogène et isotrope autour du point où l'ébranlement se produit, c'est-à-dire



I.G.D.A.



Richard Colin

▲ *En haut, mécanisme de la propagation des différents types d'ondes séismiques (les surfaces d'ondes, à grande distance du lieu d'émission, peuvent être considérées comme planes) : A, ondes longitudinales; B, ondes transversales ou de cisaillement; C, ondes superficielles de type Rayleigh; en rouge, le mouvement des particules; λ indique la longueur d'onde. Ci-dessus, représentation schématique du mécanisme de la réflexion de l'onde séismique sur une discontinuité.*

qu'il possède les mêmes propriétés dans toutes les directions.

On peut ainsi calculer la vitesse des ondes P, vitesse qui dépend de la densité et du milieu considéré, et de ses coefficients d'élasticité : module de volume K et rigidité μ. Cette vitesse s'exprime par la relation :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\delta}}.$$

Pour les ondes transversales, on a :

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\delta}}.$$

V_S dépend donc seulement de la rigidité μ (abstraction faite de la densité). On en déduit que, dans un milieu privé de rigidité (par exemple un fluide parfait, $\mu = 0$), l'onde S ne peut pas se propager.

Comme on l'avait indiqué auparavant, on démontre aussi que la vitesse de l'onde P est toujours supérieure à celle de l'onde S; si le coefficient de Poisson prend la valeur moyenne de 0,25 : $\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{3}$.

Les deux types d'ondes élastiques P et S sont des *ondes de volume,* car elles pénètrent à l'intérieur de la masse rocheuse.

Envisageons le cas où une onde sphérique P, à début brusque, arrive à la surface du sol. Outre l'onde P directe, le mouvement observé en un point éloigné de cette surface comporte deux impulsions. Ce sont des *ondes* dites *superficielles,* car le déplacement du sol qui leur correspond diminue très rapidement avec la profondeur. Les plus importantes sont les ondes de Rayleigh et les ondes de Love. L'amplitude du déplacement associé à ces ondes est inversement proportionnelle à la racine carrée de la distance de la source. Leurs périodes caractéristiques sont beaucoup plus longues que celles des ondes de volume.

Les **ondes de Rayleigh** (**R**) se propagent au voisinage d'une surface libre. Les particules du milieu se déplacent dans les plans verticaux, parallèles à la direction de propagation de l'onde, en décrivant des ellipses dans le sens rétrograde. Si une couche caractéristique de basse vitesse de propagation se trouve dans la surface traversée, la vitesse de R variera avec la fréquence (ou avec la longueur d'onde) : on a alors un phénomène de dispersion.

Les **ondes de Love** (**Q**) n'existent que dans une couche superficielle à basse vitesse. Le mouvement des particules excitées est perpendiculaire à la propagation (comme pour les ondes S) mais il est polarisé dans un plan horizontal. Les ondes de Love sont des ondes dispersives, c'est-à-dire que leur vitesse de propagation dépend de la longueur d'onde. Les ondes superficielles sont un peu plus lentes que les ondes S, les ondes de Rayleigh étant légèrement moins rapides que les ondes de Love.

L'amplitude d'une onde séismique subit une atténuation avec la distance, due à l'élargissement du front d'onde (sphérique si le milieu est homogène) et ensuite à un effet géométrique. Cependant la perte d'énergie est aussi causée par la transformation partielle de l'énergie élastique en chaleur. Dans l'ensemble, on peut dire que les atténuations sont exponentielles et que les hautes fréquences décroissent beaucoup plus rapidement que les basses.

Pour comprendre le mécanisme de la transmission des ondes séismiques à l'intérieur de la Terre, qui n'est pas homogène, il est utile d'établir une analogie avec quelques principes fondamentaux d'optique.

Si le milieu est formé de plusieurs couches aux propriétés élastiques et aux densités différentes, les surfaces de séparation entre les couches constituent des discontinuités qui influencent le chemin des ondes séismiques.

Quand un front d'onde atteint une discontinuité, on peut avoir soit réflexion totale (toute l'énergie est alors renvoyée dans le milieu supérieur), soit réflexion partielle (une partie de l'énergie est réfléchie, l'autre partie est réfractée dans le milieu inférieur). L'angle de réflexion α_r est égal à l'angle d'incidence α_i; l'angle de réfraction β_r est donné par :

$$\frac{\sin \alpha_i}{\sin \beta_r} = \frac{V_1}{V_2}$$

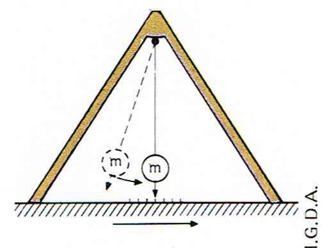
V_1 et V_2 étant les vitesses de propagation de l'ébranlement dans les 2 milieux (figure ci-dessus).

On sait que $V_2 > V_1$ entraîne $\beta_r > \alpha_i$. Il existe une valeur limite α_m de α_i pour laquelle $\beta_r = 90°$ (au-delà, il y a réflexion totale). L'onde réfractée se déplace alors dans le milieu inférieur le long de la surface de séparation ; en chaque point de celle-ci, conformément au principe de Huygens, de nouveaux fronts d'onde se forment. Le phénomène inverse va se produire : ces nouveaux fronts d'onde vont se réfracter à nouveau mais cette fois du milieu inférieur vers le milieu supérieur (angle d'émergence α_m), pouvant atteindre la surface.

L'étude des ondes séismiques est aussi bien quantitative (détermination des temps employés par les différentes phases pour arriver aux stations d'observation) que qualitative (caractéristiques des impulsions observées, à savoir : l'amplitude, la fréquence et la polarité).

Pour déterminer la position du foyer d'un tremblement de terre, il faut connaître au préalable les temps nécessaires aux premières ondes de chaque type (P, S, R, etc.) pour arriver jusqu'aux instruments d'enregistrement.

Si la vitesse de propagation à l'intérieur de la Terre était uniforme, la trajectoire correspondante serait rectiligne et le temps de parcours minimal. La vitesse de propagation



I.G.D.A.

▲ *Pendule simple permettant d'obtenir la composante horizontale du mouvement du sol : m, masse.*

des ondes internes augmente en fait avec la profondeur; la trajectoire n'est pas une droite, mais une courbe définie par la relation de Snellius :

$$\frac{r \sin \alpha}{V} = \text{constante}$$

où r est le rayon de la Terre supposée sphérique, α l'angle compris entre le rayon passant par un point quelconque de la trajectoire et la tangente menée en ce point, et V la vitesse de propagation. Pour chaque rayon, il existe une profondeur maximale de pénétration après laquelle il commence à réémerger.

Toutefois, les ondes peuvent suivre des trajets différents à travers le globe terrestre : outre les premières ondes de chaque type, on enregistre par la suite beaucoup d'arrivées « tardives ».

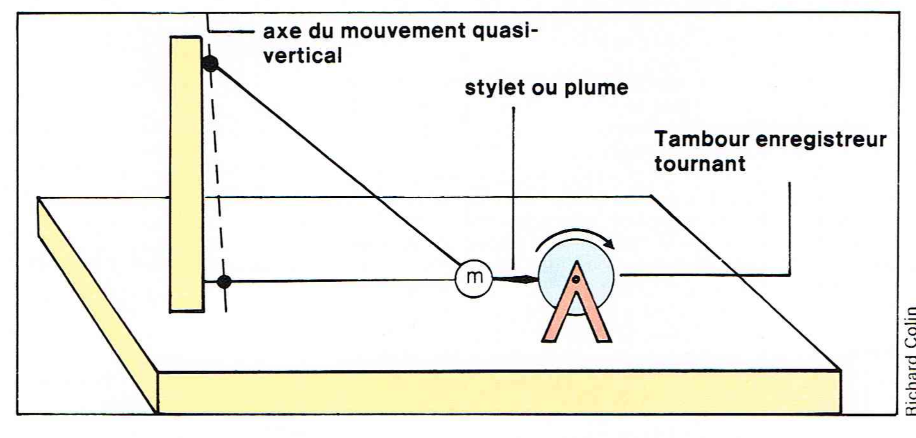
Lorsqu'une onde (P ou S) rencontre une surface de discontinuité, elle donne souvent naissance soit à des ondes réfléchies, soit à des ondes réfractées. C'est ainsi que les ondes P, par exemple, peuvent se réfléchir plusieurs fois à la surface de la Terre (ondes PP, PPP) ou bien se réfracter à travers le noyau central en traversant toute la Terre (onde PKP) ; par ailleurs, les ondes P peuvent se transformer, à la suite d'une réflexion ou d'une réfraction, en ondes S, ou *vice versa* (PS ou SP).

Les séismographes

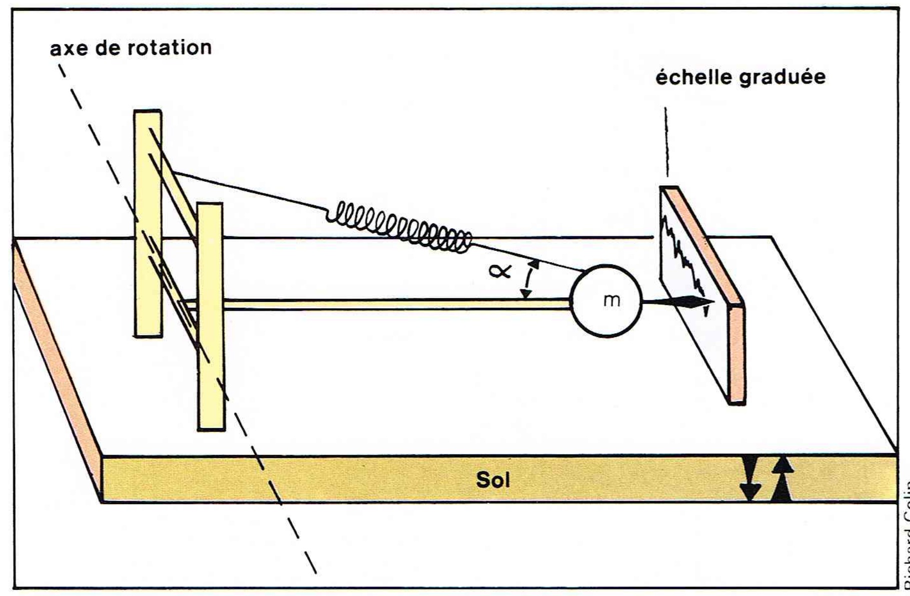
Les séismographes (ou séismomètres) sont des appareils destinés à enregistrer, en fonction du temps, les oscillations dues à un tremblement de terre; l'amplitude de ces dernières dépend du mouvement du terrain.

Le procédé le plus répandu consiste à suspendre une masse reliée le moins possible à la terre, et qui, par suite de son inertie, reste sensiblement stationnaire lorsque son support est brusquement déplacé par un tremblement de terre. On enregistre, après l'avoir amplifié, le déplacement relatif de la masse par rapport à l'instrument.

▼ *Ci-dessous, séismographe horizontal permettant d'obtenir un enregistrement continu du mouvement du sol. En bas, le pendule, oscillant autour d'un axe horizontal, permet d'enregistrer la composante verticale du mouvement du sol.*



Richard Colin



Richard Colin

Les séismographes sont en général conçus pour mesurer seulement une composante du mouvement du sol. Aussi un enregistrement complet nécessite-t-il en général trois appareils : deux pour les composantes horizontales, nord-sud et est-ouest, un pour la composante verticale.

Le type le plus simple de séismographe horizontal est un pendule qui peut osciller dans un plan vertical au début du mouvement. La masse *m* du pendule tend à rester immobile, pendant que le support se déplace. Le mouvement du sol peut être connu si l'on observe la position relative d'une aiguille placée sur *m* et d'une échelle graduée, fixée au sol. Le pendule se met ensuite à osciller. Si le support subit plusieurs déplacements, l'analyse du mouvement du pendule est complexe.

Un autre type de séismographe horizontal fréquemment utilisé possède un axe de rotation quasi vertical. En effet, si l'axe est vertical, le pendule n'a pas tendance à revenir dans sa position de repos. Tandis que si l'axe est légèrement incliné, une petite composante de la gravité agit sur le pendule, et, s'il est déplacé, il retournera lentement à sa position initiale. La sensibilité du système est fonction de l'angle de l'axe de rotation avec la verticale.

La composante verticale du mouvement peut être enregistrée par un pendule oscillant autour d'un axe horizontal. Un ressort maintient le pendule contre l'accélération de la pesanteur. On peut utiliser un ressort long et faible pour que le pendule garde une période propre longue. Le type le plus utilisé est un ressort disposé en diagonale. Si le sol se soulève, l'angle α (formé par le pendule et le ressort) diminue, et, bien que le ressort s'allonge, le moment de rappel par rapport à l'axe de rotation du pendule n'augmente presque pas. Si le sol s'affaisse, la longueur du ressort devient plus petite mais l'angle α augmente, empêchant ainsi une forte diminution du couple du ressort. Un tel système à ressort, dans lequel la force de rappel est réduite, est dit *astatisé*. De cette façon, la vitesse de retour du pendule à sa position de repos est très petite, et l'on obtient une grande sensibilité dans l'enregistrement des mouvements du sol. Néanmoins, il existe une limite à la durée des périodes libres de pendules astatiques. Lorsque la force d'astatisation est trop grande, le pendule devient instable et ne retourne pas à sa position de repos, s'il en est dévié.

La transcription des mouvements du sol peut s'effectuer en fixant un stylet ou une plume au bras du pendule; on obtient alors un tracé sur un tambour en rotation. Toutefois, par suite de frottement entre la plume et le tambour, ce système diminue l'amplitude de l'enregistrement du mouvement relatif du sol et du pendule. Cela rend difficile l'inscription des petits mouvements. Par ailleurs, il est indispensable d'amplifier le tracé obtenu, surtout pour des séismes lointains (téléséismes) ou très petits (microséismes).

Pour pallier cet inconvénient, on obtient une amplification par enregistrement photographique. Un miroir est monté sur le séismographe, il réfléchit un rayon lumineux sur une bande de papier photographique, enroulée autour du tambour enregistreur. Lorsque ce tambour est à une distance assez éloignée du séismographe, la longueur du « bras » enregistreur peut être beaucoup plus grande que celle du pendule. En outre, l'angle de rotation du rayon lumineux est doublé par rapport à celui du miroir, ce qui donne en plus un facteur 2 d'amplification. Cependant l'électromagnétisme permet d'obtenir une amplification supérieure. Un aimant fixé à la masse d'inertie se déplace par rapport à une bobine attachée au sol (ou *vice versa*). Ce mouvement produit dans la bobine un courant électrique que l'on fait agir sur un galvanomètre dont les déviations, enregistrées photographiquement, sont amplifiées.

Les séismographes sont des appareils très sensibles qui inscrivent non seulement les secousses telluriques, mais encore celles qui résultent d'autres phénomènes (tempêtes, avalanches, trépidations des machines, etc.). Il faut donc éliminer tous les enregistrements parasitaires avant de se consacrer aux séismes eux-mêmes. Actuellement, les données obtenues par un réseau entier d'observatoires séismiques sont rassemblées dans un centre d'interprétations : elles sont transmises peu à peu sous forme de code, et le centre peut alors procéder à l'élaboration des résultats grâce à un calculateur électronique.

Un bon observatoire doit posséder au moins deux types de stations. La première doit être munie de séismo-

graphes de période longue (de quelques secondes jusqu'à 20 à 25 secondes), destinés à enregistrer des fréquences très faibles, dues à des séismes lointains ou à des microséismes. La seconde, de séismographes de période plus courte (d'environ 1 hertz), afin de pouvoir enregistrer des impulsions et des fréquences plus importantes, dues à des tremblements de terre situés non loin du lieu d'observation (à 100 km environ). Enfin, chaque station doit être dotée de trois séismographes qui enregistrent les trois composantes du mouvement.

D'après le principe de construction des séismographes, ils fournissent des inscriptions (ou séismogrammes) qui sont proportionnelles soit au déplacement, soit à la vitesse, soit encore à l'accélération du sol. Puisque ces quantités sont liées entre elles, il suffit d'en déterminer une seule pour obtenir les deux autres. Ainsi, pour un mouvement sinusoïdal, si x est le déplacement du sol par rapport à sa position de repos, f la fréquence et V la vitesse, l'accélération sera :

$$a = 2\,\pi f V$$

et le déplacement : $x = \dfrac{2\,\pi f}{V}$.

Les séismogrammes

Un séismogramme typique est une ligne irrégulière. L'écart de tout point de cette ligne à une ligne de référence est une mesure du déplacement du sol. Il comporte toujours au minimum quatre phases, correspondant à l'inscription de quatre trains d'ondes successifs : ondes primaires P, ondes secondaires S, ondes longues L et ondes « posthumes » ou répliques.

Sur le séismogramme, le mouvement débute brusquement. C'est ce que l'on appelle un « impetus » et que l'on note internationalement par la lettre *i*.

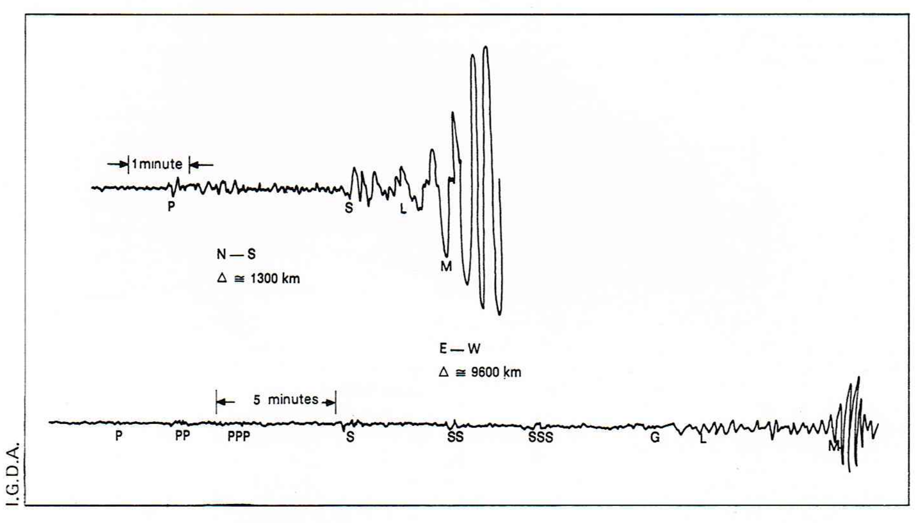
La figure ci-contre représente deux types d'enregistrement de tremblements de terre.

Le premier tracé reproduit la composante horizontale N.-S. d'un séisme enregistré à 1 300 km environ de l'épicentre. Au début du mouvement, les premières arrivées apparaissent nettement : ce sont les ondes P directes. Puis l'enregistrement change de caractère ; l'amplitude augmente, les oscillations sont moins serrées : ce sont les ondes S. Ces dernières sont suivies de phases d'ondes d'amplitude croissante dont la période augmente jusqu'à un maximum M. Au-delà de M, la période décroît, et l'amplitude présente des battements assez réguliers qui forment la « queue » du séismogramme : c'est l'extinction.

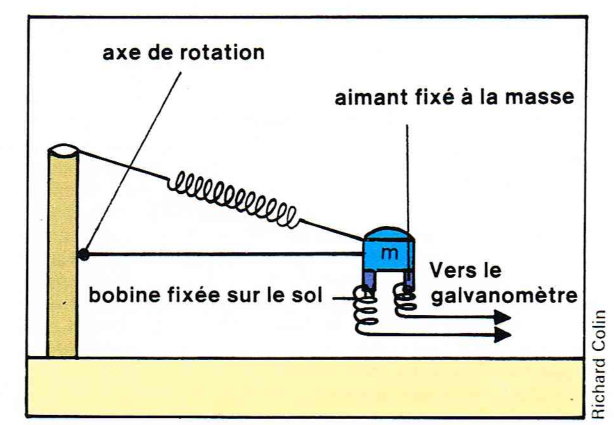
Le second tracé a un aspect différent, il représente un séismogramme avec un épicentre situé à environ 9 600 km (composante horizontale E.-O.). L'arrivée des ondes P est presque illisible (effet d'atténuation avec la distance) ; à une certaine distance des ondes P apparaissent d'autres phases : ce sont les réflexions multiples des ondes P à la surface terrestre. L'intervalle de temps P-S est beaucoup plus grand que dans le premier enregistrement, de même que pour les autres intervalles (S-L et L-M) : cela s'explique par la diversité des vitesses de propagation des ondes. On doit aussi tenir compte de l'échelle différente des temps, c'est-à-dire de la vitesse moindre avec laquelle se déroule le papier dans le second enregistrement.

Les maximums correspondent en général aux ondes superficielles de Rayleigh.

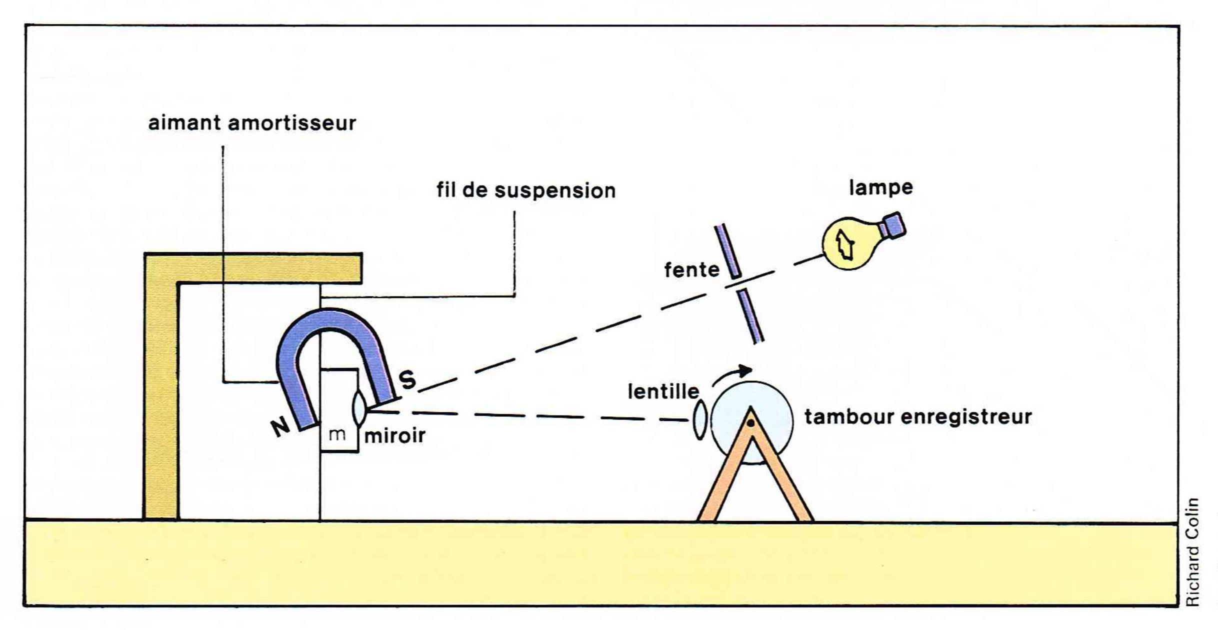
La lecture des séismogrammes, c'est-à-dire la reconnaissance des différentes phases, nécessite une très grande expérience d'observation. Souvent, des données, interprétées d'une certaine façon sur un séismogramme particulier, sont modifiées peu à peu après l'examen des résultats enregistrés par d'autres stations.



▼ ***Deux types d'enregistrement de tremblements de terre (voir explications dans le texte).***

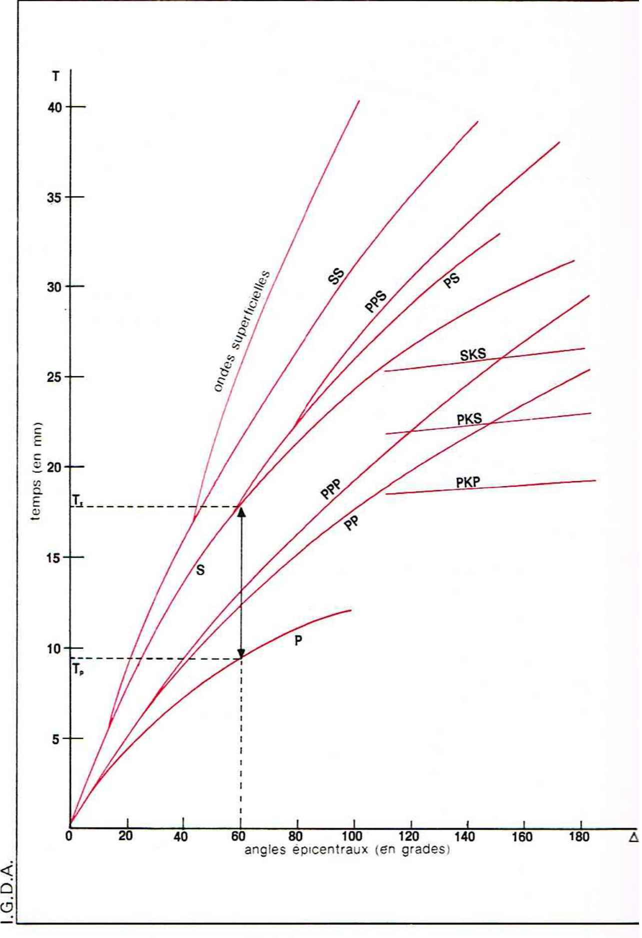


◀ ***Amplification obtenue par électromagnétisme.***



◀ ***Séismographe à torsion de Wood-Anderson permettant d'obtenir un enregistrement photographique.***

▶ ***Diagramme temps-angles épicentraux : on porte en ordonnée les temps d'arrivée en différentes stations des ondes d'un même séisme, et en abscisse les distances angulaires de l'épicentre aux stations correspondantes.***



I.G.D.A.

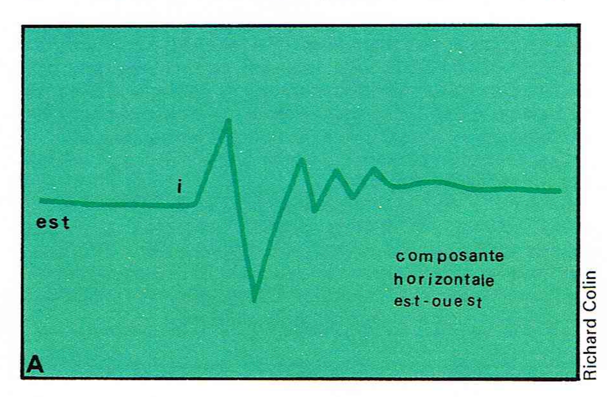
L'analyse d'un séismogramme consiste à calculer la position de l'épicentre, à l'aide des temps de parcours des différentes phases, et à évaluer l'intensité du séisme tout en cherchant à en définir les causes. Bien que cette science soit complexe, elle est extrêmement révélatrice de la constitution interne du globe terrestre.

La position de l'épicentre peut être calculée, en première approximation, avec les enregistrements d'une seule station à trois composantes. Néanmoins, il est utile de pouvoir confronter les séismogrammes d'un même tremblement de terre, enregistrés par plusieurs stations, si l'on veut obtenir une meilleure estimation. Les interprétations sont fondées, en grande partie, sur les données expérimentales rassemblées dans les différents observatoires. Chaque station séismique importante possède une collection de diagrammes temps-distance (ou temps-angles épicentraux). Sur ces courbes de temps, encore appelées *hodochrones,* on porte en ordonnée les temps d'arrivée en différentes stations des ondes d'un même séisme, et en abscisse les distances angulaires de l'épicentre aux stations correspondantes (voir la figure ci-contre).

De tels diagrammes permettent de déterminer la distance épicentrale d'un autre séisme d'après un seul enregistrement. La première étape consiste à calculer l'intervalle de temps écoulé entre l'arrivée des ondes P et celle des ondes S ; puisque, d'après ce que l'on a vu auparavant, le rapport $\frac{V_P}{V_S}$ peut être considéré comme constant, la différence de temps $T_S - T_P$ est égale au temps observé entre P et l'instant du déclenchement du séisme. On obtient ainsi l'heure origine T_0. Une fois l'onde repérée et le temps T_0 connu, la distance approximative de l'épicentre se calcule sur les diagrammes temps-angles épicentraux.

La direction peut être déterminée (si l'arrivée des ondes P est visible sur les trois composantes : verticale, nord-sud et est-ouest) en observant le sens dans lequel le tracé s'est déplacé.

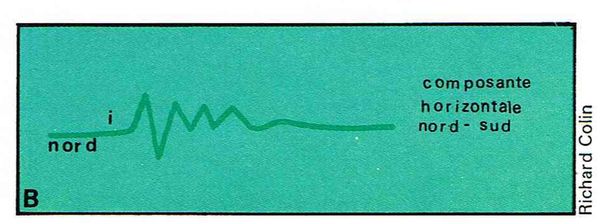
Pour ce faire, on s'appuie sur le sens du premier « impetus » (noté « i ») de la composante verticale, les séismographes verticaux étant en effet construits de façon qu'un premier impetus (tracé A, figure ci-après) :



Richard Colin

traduise un mouvement initial de compression : cela signifie que l'épicentre se trouve dans la direction sud-ouest par rapport au lieu d'observation. Le sol s'est déplacé au loin de l'épicentre.

Au contraire, si le premier impetus décrit le tracé B suivant :



Richard Colin

il traduit une dilatation ; l'épicentre se trouve dans la direction nord-est par rapport au lieu d'observation. Le sol s'est déplacé vers l'épicentre. Cette technique d'interprétation est très approximative, surtout en raison de la difficulté à distinguer l'arrivée des ondes S ; par ailleurs, elle ne peut être appliquée que pour des angles épicentraux supérieurs à 100°.

C'est pourquoi, outre cette détermination grossière de la position de l'épicentre, on peut procéder à une interprétation plus précise en utilisant des données enregistrées par plusieurs stations.

On détermine, pour chaque station, sa distance approximative à l'épicentre, grâce aux intervalles des ondes S-P. A chaque observatoire, on trace les arcs de cercle de longueurs égales aux distances calculées ; de tels tracés s'effectuent sur un globe afin d'être le plus près possible de la réalité. Le centre de la zone délimitée par les points d'intersection des cercles tient lieu d'épicentre provisoire. Ensuite, on lit sur les diagrammes le temps P-O nécessaire pour parcourir la distance de l'épicentre provisoire à chaque station, et on le soustrait au temps observé dans les différents observatoires. La position de l'épicentre a été correctement déterminée si le temps, ainsi calculé, se révèle le même dans toutes les stations. Les écarts indiquent la correction à apporter à cette localisation.

Si le foyer est profond, les temps obtenus ne sont pas les mêmes que ceux des séismes superficiels ; les différences indiquent la profondeur h de l'hypocentre. Celle-ci est donnée (pour les tremblements de terre situés au voisinage des stations) par $h^2 = D^2 \cdot \Delta^2$ où D et Δ sont respectivement les distances hypocentrale et épicentrale. Lorsque le séisme est lointain, les premières arrivées sont faibles et difficilement identifiables. Par voie de conséquence, elles ne peuvent être utiles à la détermination de l'épicentre, aussi se sert-on des ondes successives. Toutefois, une imprécision subsiste toujours, et, dans le meilleur des cas, elle ne dépasse pas un kilomètre. La profondeur du foyer est encore plus difficile à déterminer ; pour les tremblements de terre superficiels, calculés avec le plus de facilité, l'erreur est toujours de quelques kilomètres.

Échelle de l'intensité et de la magnitude

Des renseignements sur l'*intensité* d'une secousse séismique peuvent être obtenus par les effets qu'elle produit à un endroit déterminé. Les dégâts occasionnés sont répartis selon plusieurs zones grossièrement concentriques autour de l'épicentre. L'intensité décroît de la zone épicentrale vers la périphérie : il y a donc plusieurs degrés

d'intensité pour un séisme. Aussi s'est-on efforcé d'établir une échelle internationale d'intensité qui permette à n'importe quel observateur d'indiquer le degré des effets au point d'observation.

De nombreuses échelles ont été proposées; la plus récente est celle de Medvedev-Karnik-Sponhever (MKS-1964), qui combine en les précisant l'échelle internationale de Cancani et Sieberg, et celle de Mercalli modifiée.

La détermination de l'intensité prend en considération :

I — Les types de constructions

1° Type A : maisons en argile, pisé, brique crue; maisons rurales, constructions en pierres ordinaires (galets, etc.).

2° Type B : constructions en brique, en blocs de béton; mixtes en maçonnerie-bois; en pierres appareillées.

3° Type C : constructions armées; bonnes constructions en bois.

II — Les proportions de bâtiments endommagés

1° Quelques : 5 % environ.

2° Beaucoup : 50 %.

3° La plupart : à partir de 75 %.

III — Les degrés de dommages

a) Degré 1 : fissuration et chute de petits débris de plâtres.

b) Degré 2 : fissuration des murs; chute d'assez gros débris de plâtres; chutes de tuiles; fissuration ou chute de parties de cheminées.

c) Degré 3 : lézardes larges et profondes dans les murs; chutes de cheminées.

d) Degré 4 : brèches dans les murs; effondrements partiels; destruction de remplissages ou de cloisons intérieures.

e) Degré 5 : effondrement total de la construction.

Définition des degrés d'intensité (degrés I à XII)

Degré I : secousse imperceptible à l'homme; inscrite seulement par les séismographes.

Degré II : secousse ressentie par quelques individus au repos, et surtout par ceux qui sont situés aux étages supérieurs des maisons.

Degré III : secousse ressentie par quelques personnes à l'intérieur des habitations; vibration analogue à celle que cause un camion léger; léger balancement d'objets suspendus, surtout dans les étages supérieurs.

Degré IV : séisme ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes, à l'extérieur par quelques personnes; vibration des fenêtres, des portes, de la vaisselle; craquement des planchers et des murs. Les liquides contenus dans des récipients ouverts s'agitent légèrement.

Degré V : ressenti par tout le monde à l'intérieur et par de nombreuses personnes à l'extérieur; réveil de nombreux dormeurs; constructions agitées d'un tremblement général; large balancement des objets suspendus; dans certains cas, les horloges à balancier s'arrêtent; les objets peu stables sont déplacés ou renversés; projection de liquides hors de récipients bien remplis. Légers dégâts de degré 1 dans les bâtiments de type A. Modification dans certains cas du régime des sources.

Degré VI : ressenti à l'extérieur et à l'intérieur par la population; chutes d'assiettes, de verres, de livres; sonneries spontanées de petites cloches. Dégâts de degré 1 dans quelques constructions de type B et dans de nombreuses constructions de type A. Petites crevasses dans les sols détrempés; éventuellement, glissements de terrain en montagne; changement de débit des sources.

Degré VII : vibration ressentie par les conducteurs d'automobiles; de grosses cloches sont mises en branle. Dommages de degré 1, dans de nombreux bâtiments de type C, de degré 2 dans de nombreux bâtiments de type B, de degré 3 dans de nombreux bâtiments de type A, de degré 4 dans quelques bâtiments de type A. Fissures en travers des routes; fissures dans les murs de pierre; joints de canalisations endommagés. Vagues sur l'eau; eau troublée par la vase mise en mouvement. Tarissement de certaines sources; variation du niveau des puits et du débit des sources.

Degré VIII : des branches d'arbres se cassent. Le mobilier, même lourd, se déplace ou se renverse. Dégâts de degré 5 à quelques bâtiments de type A, de degré 4 à de nombreux bâtiments de type A et à quelques bâtiments de type B, de degré 3 à de nombreux bâtiments de type B et à quelques-uns de type C, de degré 2 à de nombreux bâtiments de type C. Quelques ruptures de canalisations. Rotation de monuments et de statues; renversement de stèles funéraires; effondrement de murs de pierre. Petits glissements de terrain dans les ravins; crevasses de quelques centimètres de largeur. Dans de nombreux cas, changement dans le débit et le niveau d'eau des puits.

Degré IX : panique générale; dégâts considérables au mobilier. Dégâts de degré 5 à de nombreuses maisons de type A et à quelques maisons de type B, de degré 4 à de nombreuses maisons de type B et à quelques maisons de type C, de degré 3 à de nombreuses habitations de type C. Chute de monuments et de colonnes; dommages considérables aux réservoirs au sol; rupture partielle des canalisations souterraines; dans quelques cas, des rails de chemins de fer sont tordus, des routes endommagées. Projection d'eau, de sable, de boue; larges crevasses sur les pentes et les berges des rivières. Chute de rochers; nombreux glissements de terrain; grandes vagues sur l'eau.

Degré X : destruction générale des bâtiments; dégâts de degré 5 à la plupart des bâtiments de type A, à de nombreux bâtiments de type B, à quelques bâtiments de type C, de degré 4 à de nombreux bâtiments de type C. Dommages aux barrages et aux digues; dommages sévères aux ponts; lignes de chemins de fer légèrement tordues; canalisations souterraines tordues ou rompues. Le pavage des rues et l'asphalte forment de grandes ondulations. Crevasses pouvant atteindre 1 m de largeur; éboulement des terres meubles; glissements de terrain considérables; formation de nouveaux lacs.

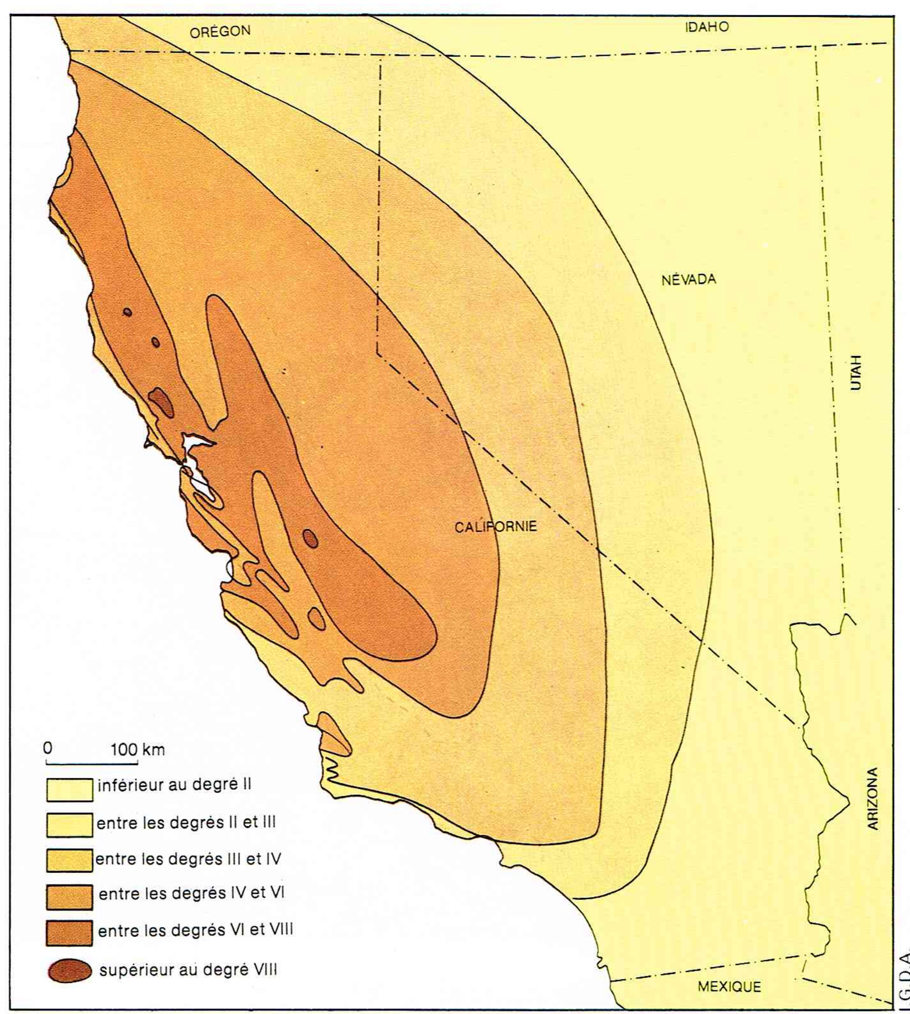
Degré XI : dommages sévères même aux bâtiments bien construits, aux ponts, aux barrages, aux lignes de chemins de fer, aux grandes routes; canalisations souterraines détruites; déformation du terrain; nombreux glissements de terrain et chute de rochers.

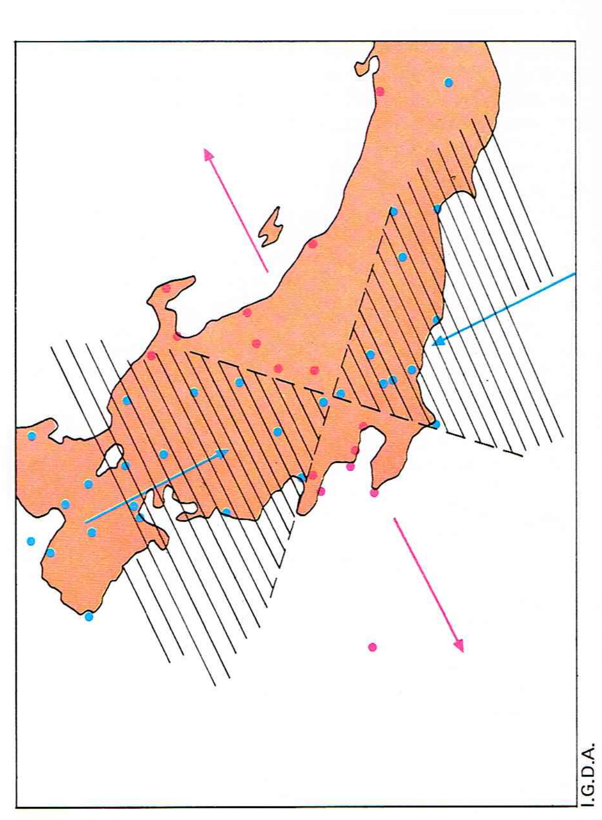
Degré XII : changements de paysages; toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites. La topographie est bouleversée; énormes crevasses; vallées barrées et transformées en lacs.



Publifoto

▲ ***Les ruines de Salaparuta, complètement détruite par le tremblement de terre qui a ravagé la Sicile en janvier 1968. Ce séisme correspond au degré IX de l'échelle Mercalli-Richter.***





▲ *A gauche, carte des isoséistes (d'après l'échelle Rossi-Forel) établie pour le tremblement de terre de San Francisco qui eut lieu en 1906. A droite, distribution en quadrant des compressions (flèches bleues) et des dilatations (flèches rouges) qui ont précédé le tremblement de terre de 1931 au Japon. On notera le nombre et la répartition uniforme des observatoires (indiqués par des points bleus pour ceux qui signalèrent les compressions, et par des points rouges pour ceux qui signalèrent les dilatations).*

Une fois évaluée l'intensité en chaque point de la région ébranlée, on peut grouper géographiquement les localités auxquelles on a attribué le même degré. Les courbes tracées sur une carte entre deux degrés successifs sont désignées sous le nom d'*isoséistes*. Ces derniers fournissent des renseignements sur l'origine du tremblement de terre et sur les conditions topographiques et géologiques qui ont pu accroître en certains points l'intensité des secousses. Du fait de la structure de la surface terrestre, cette région d'intensité maximale du séisme ne coïncide pas nécessairement avec l'épicentre localisé au moyen d'instruments, mais en général les deux centres ne sont pas très écartés.

Pour classer les séismes selon l'énergie libérée au foyer — et non selon leurs effets superficiels — on a cherché à définir une quantité capable d'apprécier la violence intrinsèque d'un tremblement de terre. Cette quantité, ou *magnitude*, se calcule d'après les séismogrammes, selon une méthode mise au point par le séismologue américain C. F. Richter. La magnitude se définit comme le logarithme de l'amplitude maximale, mesurée en microns et enregistrée par un séismographe ayant une période de 0,8 s, agrandissant 2 800 fois les mouvements du sol et placé à 100 km de l'épicentre.

En fait, la notion de magnitude, d'abord établie pour les séismes californiens, a été ensuite étendue aux séismes éloignés, en mesurant soit l'amplitude maximale des ondes superficielles, soit celle des ondes longitudinales et transversales (P et S).

Pour deux séismes se produisant à la même distance épicentrale Δ et auxquels correspondent des amplitudes maximales A_1 et A_2 sur les enregistrements, on obtient la différence M_1 et M_2 de leur magnitude :

$$M_1 - M_2 = \log A_1 - \log A_2.$$

D'une manière générale, une station pourra calculer la magnitude d'un séisme par la formule :

$$M = \log A + C \log \Delta + D,$$

où A est l'amplitude maximale du mouvement horizontal du sol, Δ la distance de la station à l'épicentre, les coefficients C et D dépendant en partie du sous-sol de la station.

Une autre formule, habituellement employée de nos jours, est applicable soit aux ondes de surface, soit aux ondes de volume, et fait intervenir l'amplitude A du mouvement du sol pour la période T correspondante :

$$M = \frac{\log A}{T} + f(\Delta, h) + C.$$

La relation $f(\Delta, h)$ tient compte de la profondeur du foyer et de l'absorption en fonction de la distance ; C est la correction de station. On désigne par M la magnitude calculée à partir de l'amplitude des ondes de surface, par *m* celle qui correspond aux ondes de volume. La formule : $m = 0{,}56\,M + 2{,}9$ sert à passer de l'une à l'autre des magnitudes.

Des paramètres permettent de relier M, l'intensité maximale, à l'épicentre I_0, à l'accélération maximale γ_0 (en cm/s²), à l'énergie E (en ergs) développée au foyer du séisme :

$$M = 1 + \frac{2}{3} I_0 \qquad \log \gamma_0 = \frac{I_0}{3} - \frac{1}{2}$$

$$\log E = 11{,}4 + 1{,}5\,M.$$

D'une manière générale, on peut dire qu'un séisme de magnitude 3 correspond à une secousse ressentie dans une zone peu étendue ; celui de magnitude 4 peut causer des dégâts légers ; les grands séismes enregistrés dans toutes les stations du globe ont une magnitude supérieure à 7. La magnitude 9 n'a jamais été enregistrée, on pense que c'était celle du séisme de Lisbonne de 1755.

▶ *La magnitude est liée à l'accélération et aussi à l'énergie développée par le tremblement de terre. On peut ainsi établir une relation entre la magnitude, l'intensité, l'accélération et l'énergie totale selon le tableau ci-contre.*

Magnitude	Intensité (Mercalli)	Énergie (en ergs)	Accélération (en cm/s²)
3	3	$4 \cdot 10^{16}$	3
4	4 1/2	$1 \cdot 10^{18}$	10
5	6	$3 \cdot 10^{19}$	30
6	7 1/2	$8 \cdot 10^{20}$	100
7	9	$2 \cdot 10^{22}$	300
8	10 1/2	$6 \cdot 10^{23}$	1 000
9	12	$2 \cdot 10^{25}$	3 000

Mécanisme au foyer des tremblements de terre

D'après les enregistrements d'un grand nombre de stations, les premiers mouvements au voisinage de l'épicentre se répartissent en régions dont la forme dépend du mécanisme au foyer du séisme. On se limitera ici à l'étude des tremblements de terre les plus fréquents, c'est-à-dire à ceux qui sont dus à une fracture.

Selon les théories de l'expansion des fonds océaniques et de la dérive des continents, des morceaux de « croûte » continentale, ou plaques, se déplacent lentement à la surface du globe. Ce mouvement met en jeu des forces de frottement qui freinent les glissements.

Lorsque les tensions internes, ainsi accumulées, dépassent la limite élastique des matériaux, il y a rupture dans une petite zone de faiblesse, ou foyer du séisme, située à une profondeur variable. La propagation des ondes séismiques qui s'ensuit fait alors rejouer toute ou partie de la faille, augmentant le déplacement relatif (ou rejet) des deux compartiments qui la bornent.

Une même faille peut rejouer un très grand nombre de fois, et le rejet peut atteindre ainsi jusqu'à plusieurs dizaines, voire centaines ou milliers de mètres. La plus grande faille connue, celle de San Andreas en Californie, présente un rejet horizontal d'au moins 20 km.

Il semble que les tremblements de terre superficiels soient produits le plus souvent par le rejet d'une faille à coulissage horizontal. Pour les tremblements de terre à foyers intermédiaires et profonds, les géophysiciens s'accordent à penser qu'il s'agit plutôt de failles à rejet vertical ou oblique (vers le haut ou le bas).

Néanmoins, il est rare de trouver des traces visibles du mouvement qui est à la source d'un séisme. Aussi essaye-t-on de reconstituer le mécanisme focal sur les enregistrements et en disposant d'un modèle mathématique du séisme.

Dans le cas d'un coulissage le long d'un plan vertical, l'analyse des séismogrammes, obtenus par plusieurs stations convenablement réparties en azimut, permet de savoir dans quels quadrants, délimités par deux plans perpendiculaires, il y a eu compression et ceux dans lesquels il y a eu dilatation.

Le mécanisme d'une secousse engendrée par une explosion souterraine (par exemple nucléaire) est très différent. En effet, la source est ponctuelle, le mouvement est de compression dans toutes les directions, c'est-à-dire que l'on n'a plus à faire une distribution en quadrants.

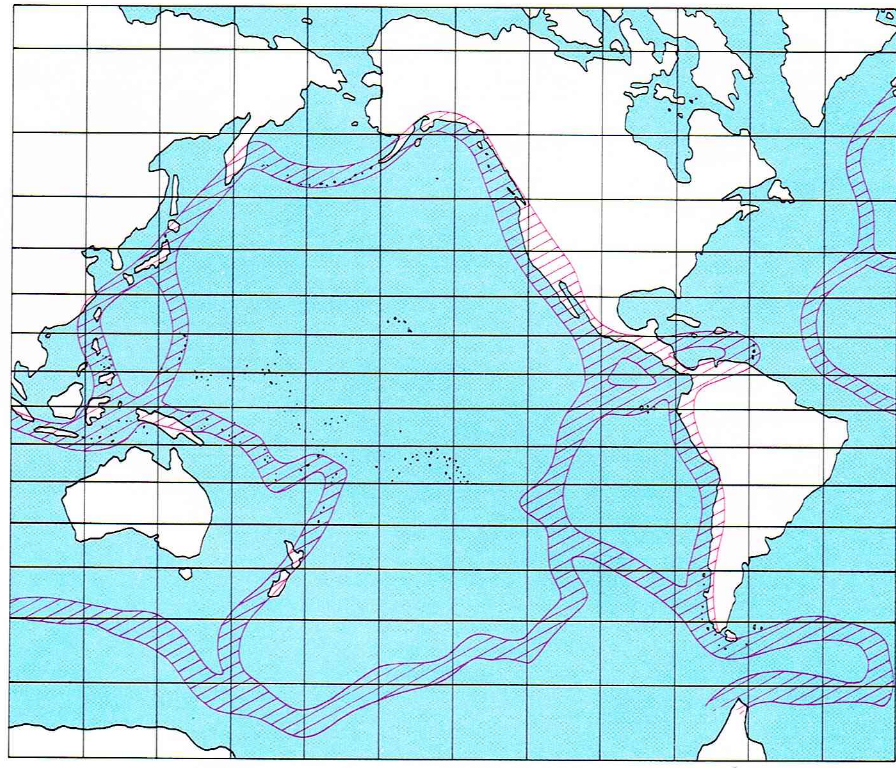
Distribution géographique des tremblements de terre

La détermination instrumentale des épicentres a permis de préciser la répartition des tremblements de terre à travers le globe terrestre et constitue l'étude de la séismicité de la Terre.

Lorsque les épicentres de tous les séismes nettement identifiés au cours du temps sont portés sur une mappemonde, on constate que la plupart s'accumulent le long des régions plissées à l'époque tertiaire, tandis qu'ils sont exceptionnels à la surface des plates-formes continentales constituées de roches anciennes. Par ailleurs, il existe des régions non plissées et non soulevées présentant une séismicité appréciable; les plus importantes sont les régions de fracture et d'effondrement (il en est de sous-marines comme la fosse Bartlett dans les Antilles).

La principale zone séismique du monde est le cercle *circumpacifique* qui, de la Nouvelle-Zélande au Chili, suit les rivages de l'océan : on lui a attribué le surnom de « ceinture de feu du Pacifique » parce qu'il est aussi le siège de nombreux volcans. Plus de 80 % de toute l'énergie libérée par des séismes est dissipée autour de cette zone. Les séismes à foyers profonds sont situés presque exclusivement sur les côtes du Pacifique bordées de fossés, à des profondeurs de plus en plus grandes lorsqu'on passe des fossés vers le continent. Enfin, c'est dans la ceinture de feu du Pacifique que se produisent presque tous les tremblements de terre de magnitude au moins égale à 8. Sur onze séismes ayant atteint cette magnitude de 1953 à 1970, neuf ont eu lieu autour du Pacifique.

La crête médiane de l'Atlantique a aussi un caractère séismique. Elle émet une branche perpendiculaire à sa propre orientation à travers la Méditerranée et la Turquie vers le Pamir où elle se divise. La branche la plus forte suit l'Himalaya jusqu'au Siam et rejoint la ceinture du Pacifique en passant par l'Indonésie. Une autre branche s'enfonce jusqu'en Chine centrale. Cette zone méditerranéo-alpine, encore appelée *transasiatique,* est le siège de tremblements de terre à profondeur intermédiaire. Son taux de libération d'énergie par les séismes est évalué à 15 % environ. Les 5 % restants sont partagés entre les crêtes du milieu des océans et le long du grand fossé d'effondrement de l'Est africain.



▲ ***La ceinture circumpacifique est la zone séismique où sont concentrés presque tous les tremblements de terre à foyers profonds.***

Possibilité de prévoir les tremblements de terre

Les processus naturels qui engendrent les tremblements de terre se déroulent en profondeur et sont, de ce fait, inaccessibles à l'observation directe. Il n'y a donc rien d'étonnant à ce qu'aucune méthode valable de prévision n'ait été encore mise au point. Toutefois, il convient de distinguer la prévision du *lieu* et la prévision du *moment*.

Les cartes de régionalisation séismique indiquent les endroits où peuvent survenir les tremblements de terre, mais ne donnent aucune idée du moment où ils peuvent avoir lieu. Or, c'est ce dernier problème qui fait actuellement l'objet d'études approfondies mettant en jeu, dans plusieurs parties du monde, et notamment aux États-Unis et au Japon, des techniques variées d'observation et d'approximation. Il existe en effet des appareils ultrasensibles capables de déceler, à une échelle infinitésimale, des mouvements, des tensions et autres distorsions de la croûte terrestre. Une partie du réseau de failles (dont la plus célèbre est celle de San Andreas) qui rayent le sud et l'ouest de la Californie a été placée sous surveillance. Interféromètres à laser, extensomètres et inclinomètres mesurent les déformations du sol les plus infimes. Des



Spence Air Photos

▼ ***La grande faille de San Andreas en Californie, dont les mouvements sont la cause d'une grande partie de la séismicité de la zone.***



J. R. Stacy

▲ *Une autre photographie des effets du tremblement de terre qui frappa Anchorage en mars 1964 ; on observera au centre de la photographie la crevasse qui sillonne le sol.*

séismomètres ultra-sensibles détectent les microséismes les plus faibles. Des magnétomètres rendent compte des plus petites variations du champ magnétique local. Au cours de ces dernières années, on a ainsi pu noter que tout séisme d'une force minimale de 6 sur l'échelle internationale était inévitablement précédé de variations du champ magnétique terrestre, sans doute à cause du déplacement de roches et de magma dans les profondeurs de l'écorce.

Certains grands tremblements de terre sont précédés de faibles secousses prémonitoires qui ont au moins le mérite, lorsqu'elles se produisent juste avant le choc initial, de permettre l'évacuation de la population.

Des expériences réalisées en laboratoire donnent des renseignements très précis sur le comportement des roches soumises à de fortes pressions, dans les instants qui précèdent leur fracture. Grâce à de telles études, les spécialistes pourront établir le schéma des microséismes susceptibles de se produire avant de fortes secousses.

Néanmoins, ce sont plutôt des recherches très localisées qui permettront peut-être un jour de prévoir les séismes. Cela nécessite, pour chaque zone, un équipement d'appareils nombreux et coûteux, capables d'enregistrer en permanence toute une série de paramètres : agitation microséismique, déformation du sol, modification du champ magnétique, résistivité électrique du sol, émanations de radon... Par ailleurs, il faudra recueillir les diverses données pendant longtemps avant d'être en mesure de les interpréter.

Les géophysiciens soviétiques (dans la région de Garm), puis les Américains (dans le nord de l'État de New York) explorent depuis ces dernières années une nouvelle méthode de prévision. Le principe de cette méthode repose sur la variation des rapports entre les vitesses des ondes P et S, d'après les enregistrements de microséismes recueillis sur un petit réseau local de séismographes. Les chercheurs soviétiques ont constaté que le rapport normal est de 1,75 près de Garm. Mais ils ont remarqué, à six ou sept reprises, que ce chiffre avait diminué d'environ 10 % pendant le mois qui précédait une secousse importante, pour remonter au-dessus de la normale 24 heures avant le choc violent. Mêmes observations dans l'État de New York, mais le temps de décroissance du rapport des vitesses P et S s'y réduit à quelques jours. Ces changements de vitesse dans la propagation des ondes séismiques peuvent s'expliquer par la modification locale des propriétés physiques des roches, où les contraintes sont en train de s'accumuler jusqu'à atteindre le point de rupture. Seulement les régions ainsi surveillées sont très petites, et l'on voit mal comment il serait possible d'équiper l'ensemble des régions séismiques habitées.

Enfin, en admettant que la prévision des séismes puisse s'effectuer dans un avenir proche, elle pourra certes aider à sauver des vies humaines, mais n'empêchera pas les dommages et les destructions. Actuellement, les chercheurs se tournent vers une nouvelle méthode fort prometteuse : les tremblements de terre préventifs. Des scientifiques américains ont réalisé une expérience qui, à une échelle réduite, se révèle efficace. L'opération consiste à injecter de l'eau en profondeur dans le sol ; cette eau lubrifie les roches et provoque des glissements qui sont ressentis à la surface terrestre comme de petits tremblements. Ces secousses de faible amplitude soulagent ainsi les tensions internes et évitent des séismes dévastateurs. Il faut encore que le mécanisme de corrélation entre la pression hydrostatique et la séismicité soit suffisamment compris, avant de pouvoir appliquer cette méthode à une échelle globale.

En attendant, la vraie solution du problème est donc de bâtir de telle façon que les tremblements de terre ne représentent plus de danger. On constate que les immeubles qui résistent le mieux aux séismes sont en général les immeubles à un étage, faits de bons matériaux, ayant des murailles bien enchaînées, et dont la période naturelle de vibration ne coïncide pas avec celle des ondes principales du séisme qui provoquent la destruction.

Par ailleurs, les normes paraséismiques doivent tenir compte de l'accélération qui est bien plus capitale dans les effets des ondes séismiques que l'amplitude. Un déplacement important mais lent du terrain n'est pas ressenti et ne provoque pas de catastrophe brusque. Au contraire, des ondes à période courte (d'une ou de moins d'une seconde) peuvent avoir des effets désastreux. Elles impriment au sol de grandes accélérations, parfois supérieures à celle de la pesanteur (g = 981 cm/s^2). On commence à ressentir un séisme quand l'accélération atteint 1/1 000 de la valeur de g. Il faut donc que les constructions soient capables de résister à des accélérations horizontales égales à l'accélération de la pesanteur.

Mais il y a des obstacles entre la théorie et la pratique. Il reste encore à adapter les principes généraux de l'architecture paraséismique aux conditions locales, spécialement aux méthodes et aux matériaux de construction locaux et traditionnels. En effet, les matériaux utilisés pour la construction sont déterminés, dans une grande mesure, par les ressources naturelles et la richesse économique du pays. Seuls les pays relativement avancés ont suffisamment d'acier pour l'utiliser de façon courante dans les structures de béton armé.

La constitution interne de la Terre et de la croûte terrestre selon les données de la séismologie

La séismologie représente le moyen le plus utile pour l'étude de la structure interne de notre globe et des propriétés physiques de ses couches profondes. On a pu établir depuis plus d'une quarantaine d'années, et essentiellement grâce aux vitesses de propagation des ondes séismiques, que la Terre est constituée d'enveloppes successives dont la densité va croissant de l'extérieur vers l'intérieur.

Au centre de la Terre se trouve une sphère très dense (environ 16 g/cm) avec un rayon de l'ordre de 1 216 km. Ce noyau interne solide est entouré par une zone de transition d'un peu moins de 500 km d'épaisseur, elle-même enveloppée par un noyau externe d'environ 1 700 km d'épaisseur et ayant les propriétés d'un liquide.

A l'extérieur de ce noyau se présente le manteau, bloc solide de 2 900 km d'épaisseur, qui se rapproche à moins de 40 km de la surface de la Terre sous les continents, et à moins de 10 km sous les océans. Enfin apparaît une couronne hétérogène : l'écorce ou croûte terrestre.

Au cours de la première moitié de notre siècle, des séismologues ont dressé soigneusement les hodochrones des ondes P et S, utilisant des centaines de tremblements de terre judicieusement choisis à travers le globe. Ces courbes de temps révélèrent que la vitesse moyenne, évaluée suivant la pente, croissait avec la distance du foyer, ce qui indiquait que la vitesse des ondes augmentait avec la profondeur.

En 1906, le séismologue britannique R. D. Oldham émit le premier l'hypothèse d'une corrélation étroite entre la propagation des ondes séismiques et l'existence de discontinuités à l'intérieur de la Terre. Il expliqua le mode d'arrivée des ondes P et S par une diminution de vitesse dans les profondeurs de la Terre, obligeant les rais séismiques à s'infléchir vers le bas, évitant ainsi une partie de la structure interne (ou noyau). Bien que les calculs sur lesquels reposait son argument fussent incorrects, la conclusion générale d'Oldham fut amplement étayée par la suite. L'évidence encore plus frappante de discontinuités dans la structure terrestre fut découverte en 1909 par le Yougoslave A. Mohorovičić. Lorsqu'il traça l'hodochrone des ondes P provenant de tremblements de terre balkaniques, il s'aperçut qu'il y avait une courbure soudaine au niveau d'une distance d'environ 200 km (une distance angulaire de l'ordre de 2°). Mohorovičić expliqua cette courbure par un changement brusque des propriétés de l'intérieur de la Terre, à une profondeur d'environ 50 km.

Cela se traduisait sur les séismogrammes par l'arrivée de deux phases : la première (P, S) correspondant aux ondes qui se réfractent dans un milieu où la vitesse des ondes est supérieure ; la seconde ($\bar{P}$, $\bar{S}$) représentant les ondes qui continuent à arriver à la station, directement à travers la croûte terrestre. La vitesse longitudinale des deux phases est égale respectivement à 8,2 km/s et 5,5 km/s. Cette frontière, qui sépare la croûte superficielle du manteau, fut largement vérifiée par la suite à travers tout le globe ; on lui attribue le nom de *discontinuité de Mohorovičić* (en abrégé : le Moho). Peu après les études de Mohorovičić, Conrad enregistra une troisième phase longitudinale, notée P*, dans la partie inférieure de la croûte (à une profondeur de 17 à 25 km). Sa vitesse se situe entre celle des ondes P et $\bar{P}$, soit environ 6,3 km/s. Il interpréta la différence de vitesse entre les ondes $\bar{P}$ et P* par l'existence de deux couches principales à l'intérieur de la croûte : l'onde P* correspond à l'énergie réfractée de la couche basaltique sur le Moho, l'onde $\bar{P}$ provient des granites, c'est-à-dire de la couche solide, parfois affleurante, sur laquelle reposent uniquement des sédiments aux propriétés élastiques beaucoup plus faibles ; on la désigne souvent par le symbole P*g*.

La détection par Mohorovičić d'une première discontinuité sous la surface fut bientôt suivie par la localisation d'une deuxième, située presque à mi-chemin du centre de la Terre, et qui avait été proposée par Oldham. Des séismologues notèrent que, pour une distance de l'épicentre d'environ 100°, l'amplitude des ondes P et S s'affaiblissait et ne pouvait plus être détectée à des distances plus grandes. Après cette zone d'ombre, les phases P réapparaissaient nettement à environ 140°, mais elles avaient été retardées de près de 2 mn, de sorte que leurs durées de parcours ne coïncidaient plus avec la courbe de temps établie pour de plus courtes distances.

En 1913, B. Gutenberg, de l'université de Göttingen, établit numériquement une explication qui convenait parfaitement aux durées de parcours observées. A l'aide des courbes de temps dressées par E. Wiechert, Gutenberg calcula que les ondes P et S se propageaient respectivement avec une vitesse de l'ordre de 8,2 km/s et de 4,5 km/s sous la discontinuité de Mohorovičić ; la vitesse croissait ensuite beaucoup plus rapidement jusque vers 950 km de profondeur, puis plus lentement jusqu'à 2 900 km, profondeur à laquelle la vitesse des ondes P diminuait soudainement d'à peu près 40 %. Cette limite marque la frontière structurale entre le manteau et le noyau. Elle est connue sous le nom de *discontinuité de Gutenberg-Wiechert*. Les séismogrammes montrent que les ondes *S* peuvent voyager n'importe où au-dessus de cette frontière principale, indiquant que les matériaux du manteau doivent être rigides. Toutefois, les ondes S ne se propagent plus, sur au moins 2 000 km, sous la frontière du noyau. En conséquence, on a pu conclure que les 2 000 km externes du noyau avaient les propriétés d'un liquide.

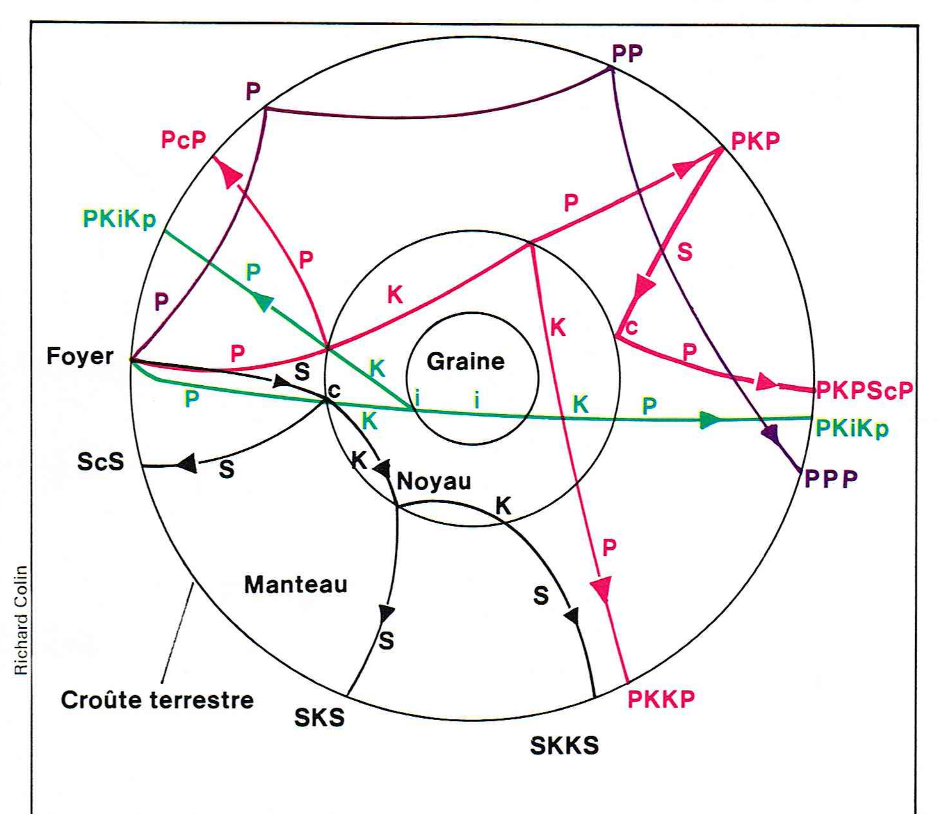
On pourrait s'attendre à ce que la frontière entre le manteau et le noyau réfléchisse les ondes séismiques. C'est en effet ce qui apparaît nettement sur les séismogrammes. On désigne par *c* (de l'anglais core = noyau) les réflexions sur le noyau, en sorte que la réflexion directe des ondes P sur la frontière entre le manteau et le noyau se note P*c*P. En fait, lorsqu'une impulsion initiale rencontre la limite du noyau, seule une partie de son énergie se trouve réfléchie ; le reste est réfracté à l'intérieur du noyau. Au sortir de celui-ci, l'onde se divise de nouveau, une partie étant réfléchie et demeurant dans le noyau, le reste étant réfracté dans le manteau. On utilise le symbole K (de l'allemand Kern = noyau) pour les ondes transmises au travers du noyau.

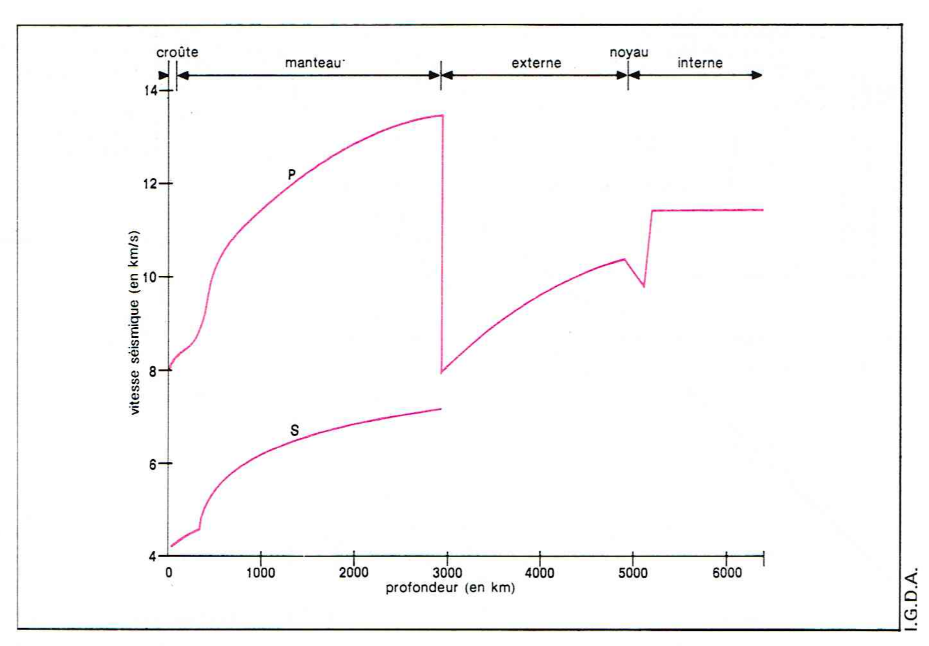
Dans les années 1920, grâce à des séismographes plus perfectionnés et à une surveillance accrue des tremblements de terre, il fut possible de déterminer le départ des ondes retardées de type P à des distances angulaires situées entre 110 et 140°. A de telles distances, les ondes passaient obligatoirement à travers le noyau. On les désigna par PKP.

En 1936, la Danoise Inge Lehmann suggéra que les durées de parcours de ces ondes PKP pouvaient trouver une explication, si l'on admettait l'existence à l'intérieur du noyau de deux parties, une interne (ou graine) et une externe. Cette notion fut renforcée par Gutenberg et indépendamment par Harold Jeffreys, lorsqu'ils calculèrent les distributions de la vitesse moyenne à l'aide de l'analyse d'une multitude de séismogrammes. D'après leurs résultats, qui marquent une étape importante dans la séismologie, la vitesse des ondes P croît régulièrement dans le noyau externe jusqu'à environ 10,4 km/s ; dans le noyau interne, elle se tient aux environs de 11,2 km/s. Plus d'une trentaine d'années après la suggestion d'I. Lehmann, on réussit à localiser la frontière du noyau interne en détectant des ondes, désignées par PK*i*KP, qui avaient rebondi sur cette graine.

En comparant les impulsions relatives des ondes P*c*P et PK*i*KP, on peut calculer approximativement la densité des roches au sommet du noyau interne. Selon des estimations récentes, cette densité correspond à celle du fer lorsqu'il est soumis à la pression qui existe au centre de la Terre.

▼ Représentation schématique des trajets, à travers le globe, des différents types d'ondes séismiques, pour un foyer superficiel.





▲ *Diagramme de la vitesse des ondes séismiques P et S à l'intérieur de la Terre.*

Apparemment, avec la découverte du noyau interne, toutes les frontières principales à l'intérieur de la Terre avaient été localisées. Cependant de nombreux séismologues furent convaincus (surtout avec l'étude de la propagation des ondes séismiques de grande longueur d'onde à travers la surface de la Terre) que la structure des quelques centaines de km supérieurs de l'enveloppe terrestre était complexe et qu'elle variait à certains endroits. Les vitesses des ondes P et S diminuaient d'une façon inexplicable, en beaucoup de régions géographiques dans une couche située au-dessous de la croûte.

Dans le premier quart de notre siècle, il a été établi que les vitesses des ondes séismiques longitudinales (V_P) et transversales (V_S) augmentent dans le manteau, en passant respectivement d'environ 8 km/s et 4,5 km/s sous le Moho à 13,6 km/s et 7,3 km/s à la frontière du noyau. Toutefois, Gutenberg suggéra en 1926 que l'accroissement régulier des vitesses séismiques avec la profondeur était interrompu dans la partie supérieure du manteau, à une distance approximative de 100 km.

Après la Seconde Guerre mondiale, les explosions artificielles ont permis une interprétation plus détaillée de la partie supérieure de l'enveloppe terrestre. Quelques explosions accidentelles importantes (comme la destruction de l'œuvre militaire de l'île de Heligoland) ont aussi procuré de nouvelles données aux séismologues, leur permettant de connaître avec précision le lieu et l'heure origine de ces séismes dont les effets vinrent s'enregistrer dans de nombreux observatoires. En 1957, date de l'Année géophysique internationale, les États-Unis et l'U. R. S. S. ont programmé une série d'explosions nucléaires souterraines, en installant un réseau plus dense de séismographes. On s'est ainsi aperçu qu'il existait une hétérogénéité importante non seulement dans la croûte, mais également dans le manteau.

En 1959, Gutenberg résuma les résultats d'investigations menées à l'aide de la propagation des ondes longitudinales et transversales. Il vérifia que la diminution de la vitesse des deux types d'onde commence en moyenne à des profondeurs de l'ordre de 50 km; les vitesses atteignent leur valeur minimale à une distance de quelque 150 km et prennent de nouveau leur valeur initiale (c'est-à-dire avant le début de la diminution) à une profondeur de 250 à 300 km. La diminution maximale dans les vitesses atteint 3 % pour les ondes P et 5 % pour les ondes S. La zone ainsi délimitée serait une couche à faible vitesse.

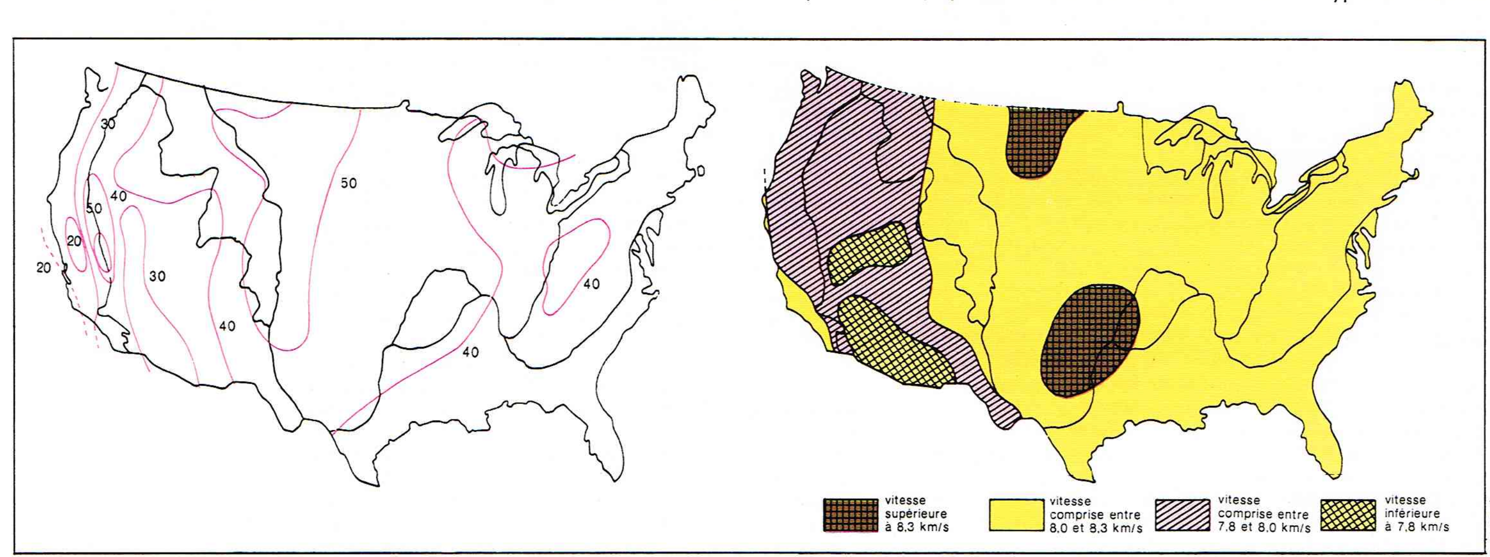
Une telle couche devrait être un guide d'ondes, ou canal, dans lequel toute libération d'énergie séismique serait confinée. Une petite partie de cette énergie se perdrait par réflexion et réfraction sur les hétérogénéités de la couche en la faisant vibrer; cela se répercuterait jusqu'à la surface, ce qui pourrait rendre compte de la vitesse de 5,9 à 6,5 km/s, observée pour les séismes artificiels (pour les tremblements de terre, les premières arrivées correspondent à des vitesses de 5,6 km/s). Des essais furent tentés pour repérer ces éventuelles ondes canalisées; leur présence avait déjà été signalée en 1953 par Caloi, en 1954 et 1955 par Press et Ewing; elle fut confirmée en 1961 grâce aux données recueillies par le réseau séismique de l'U. R. S. S. (Magnitsky et Khorosheva).

Néanmoins, une couche à faible vitesse limitée par des discontinuités n'est pas indispensable à la production de ce genre de phénomène. Si la vitesse possède un minimum à une certaine profondeur, toute libération d'énergie séismique aura tendance à y être canalisée. Par suite de l'accroissement de la vitesse dans les couches inférieures et supérieures, les rais séismiques reviendront vers le niveau à vitesse minimale et, après l'avoir traversé, y retourneront de nouveau.

Lors du « Projet international du manteau supérieur » (débuté en 1962 et coïncidant avec le développement rapide du réseau séismologique mondial), l'étude des oscillations libres de la terre, résultant des tremblements de terre importants aussi bien que d'ondes de surface à période longue, a permis d'affirmer l'existence de cette couche à faible vitesse dans le manteau supérieur, encore appelée *asthénosphère*.

Par la suite, de nombreux séismologues ont enregistré des variations régionales dans la position et les propriétés de cette couche. Anderson a montré, en 1967, que la diminution de vitesse dans l'asthénosphère diffère en profondeur et en intensité pour les zones océaniques et continentales, et pour les zones d'activité tectonique. Parallèlement, grâce aux courbes de dispersion obtenues par les ondes superficielles des séismes, des contrastes du même ordre ont été détectés à l'intérieur de la croûte. Ces résultats approximatifs apparaissent dans le tableau page 155, mettant en évidence différents types de croûtes.

▼ *A gauche, variations, en km, de l'épaisseur de la croûte terrestre aux États-Unis; à droite, variations de la vitesse des ondes de compression dans le manteau supérieur.*



Type de croûte	Épaisseur de la croûte (km)	V_P dans le manteau supérieur (km/s)	Vitesses moyennes des ondes transversales			Caractéristique tectonique
			dans la croûte	dans le manteau supérieur jusqu'à 125 km	dans la croûte et le manteau supérieur jusqu'à 125 km de profondeur	
A Bouclier	35	8,3	3,72	4,70	4,42	Très stable
B Médio-continental	38	8,2	3,50	4,60	4,34	Stable
C Chaînes et bassins	30	7,8	3,27	4,40	4,11	Très instable
D Alpin	55	8,0	3,75	4,28	4,07	Très instable
E Arcs insulaires	30	7,4 à 7,8	3,44	4,34	4,07	Très instable
F Plaine abyssale	11	8,1 à 8,2	3,80	4,48	4,45	Très stable
G Ride dorsale océanique	10	7,4 à 7,6	3,20	4,30	4,26	Instable

◀ ***Tableau récapitulatif mettant en évidence différents types de croûte et de manteau et leurs relations avec la vitesse de propagation des ondes séismiques.***

Ce tableau suggère une classification fondée sur deux types de croûte et deux types de manteau. D'après l'épaisseur des roches crustales, on peut distinguer une *croûte continentale* (de 30 à 40 km, et jusqu'à 60-70 sous les montagnes) plus épaisse que la *croûte océanique* de (10 à 15 km).

Les deux sortes de manteaux sont différenciées par leur stabilité et par les vitesses des ondes dans leur partie supérieure ; le manteau instable étant caractérisé par une couche à très faible vitesse et le manteau stable par une vitesse plus élevée des ondes P et une couche à faible vitesse moins accentuée. Cette dernière distinction traduit donc des différences de structure du manteau supérieur, non seulement entre le manteau océanique et continental, mais aussi à l'intérieur de ces deux types de manteau.

Par conséquent, si l'on emploie le terme de lithosphère pour désigner l'enveloppe solide regroupant l'écorce et une partie du manteau supérieur d'une épaisseur de 70 à plus de 100 km, il apparaît que la plupart de la surface de la Terre peut être divisée sans ambiguïté en deux structures distinctes : la lithosphère continentale (dans laquelle se rangent les types A, B, C, D, E) et la lithosphère océanique (comprenant les types F et G). La lithosphère continentale peut être subdivisée d'une part en une croûte continentale reposant sur un manteau stable (c'est-à-dire sur les types A et B), de l'autre en une croûte continentale recouvrant un manteau instable (c'est-à-dire les types C, D et E). De même pour la lithosphère océanique, selon que la croûte océanique repose sur un manteau stable (type F) ou instable (type G).

Une telle classification suggère que les blocs continentaux gardent leurs structures distinctes mais dévient les uns par rapport aux autres ou par rapport aux fonds des océans. Cette possibilité est étayée par la théorie de la dérive des continents et de l'expansion des fonds océaniques.

En première approximation, l'identification des matériaux qui constituent les diverses régions mises en évidence, peut être fournie par la variation de la vitesse des ondes P et S avec la profondeur. Ces vitesses dépendent de la densité de la matière qui les transmet, et de l'élasticité caractérisée par la rigidité et l'incompressibilité. Ces trois facteurs ne peuvent être déduits de la valeur des deux vitesses, mais une évaluation peut en être faite en tenant compte des données obtenues par la minéralogie expérimentale. En effet, ces dernières permettent d'établir des relations plus systématiques entre les variables de densité, de vitesse, de composition, de pression et de température, en ayant recours à d'autres paramètres comme la conductibilité électrique et la gravité.

En 1947, K. E. Bullen obtint d'importants résultats sur la variation de la masse volumique à l'intérieur de la Terre. Il a calculé que celle-ci s'accroît dans le manteau et passe d'environ 3,3 g/cm³ juste au-dessous de la discontinuité de Mohorovičić à environ 5,5 g/cm³ à 2 900 km de profondeur. Puis elle passe brusquement à 9,5 g/cm³ et atteint 11,5 g/cm³ à la partie inférieure du noyau extérieur. Dans le noyau interne se produit une forte augmentation. La pression a été évaluée à environ 1 million 1/3 d'atmosphères à la partie inférieure du manteau et à environ 4 millions d'atmosphères au centre de la Terre. Au terme d'un long raisonnement, Bullen arriva à la conclusion que le noyau interne se présente comme un solide. On pense qu'il contient principalement du fer et du nickel, et que le noyau externe est composé en majeure partie de fer en fusion.

D'après la localisation des foyers, la majorité des tremblements de terre est engendrée à l'intérieur de la croûte terrestre ou dans la plus haute partie du manteau supérieur, les tremblements de terre à foyers profonds (atteignant 700 km et plus) étant plus rares et se produisant principalement dans la ceinture circumpacifique. C'est pourquoi de nombreux chercheurs se sont particulièrement intéressés à la composition minéralogique des quelque 200 km supérieurs de notre globe. Les prospections séismiques ont apporté une aide considérable à la connaissance de cette partie externe de la Terre, car, la position de la source et le temps origine des explosions étant connus, elles ont permis de déterminer avec précision les temps des premières arrivées d'ondes.

Comme on l'a vu précédemment, deux ondes distinctes se propagent à l'intérieur de la croûte terrestre : les ondes P*, mettant en évidence l'existence d'une couche basaltique (leur vitesse s'échelonne entre 6,5 et 6,8 km/s), et les ondes *Pg* correspondant à une couche granitique (avec une vitesse d'environ 6 km/s). Or on n'enregistre pas d'ondes *Pg* sous les océans. C'est la raison pour laquelle, dans la plupart des modèles de la croûte, la couche basaltique comprend la partie inférieure de la croûte continentale, et s'étend sans interruption sous les océans où, puisqu'il n'y a pas de couche granitique, elle constitue la croûte entière.

En fait, la répartition des vitesses séismiques en profondeur a permis de détailler la composition de cette croûte océanique. Au-dessous des sédiments, la vitesse des ondes P (d'environ 5,07 km/s) révèle l'existence d'une *couche de transition,* d'épaisseur moyenne de 1,71 km ; puis les vitesses atteignent environ 6,69 km/s, se propageant dans la couche océanique d'une épaisseur approximative de 4,86 km. Il semble acquis de nos jours que la couche de transition se compose en surface, sur une épaisseur d'environ 500 m, de coulées de basaltes épanchés sous l'eau, avec une structure de laves en oreiller (pillow-lavas), caractéristiques des éruptions sous-marines.

Ces coulées sont, en majorité, des tholéites (basaltes subalcalins saturés, ou presque, en silice). Les basaltes sont dus à la fusion partielle des roches du manteau. Sous ces coulées de basalte, se trouvent des basaltes et gabbros avec une importante proportion de dykes

Oust Snednikan
Magadan
Mer d'Okhotsk
îles Kouriles
Océan Pacifique
profondeur (km)
distance (km)

couche d'eau vitesse moyenne environ 1,5 km/s
couche sédimentaire environ 3,5-4,7 km/s
couche basaltique environ 6,5-6,8 km/s
couche sédimentaire environ 2 km/s
couche granitique environ 6 km/s
couche sous-crustale environ 8 km/s

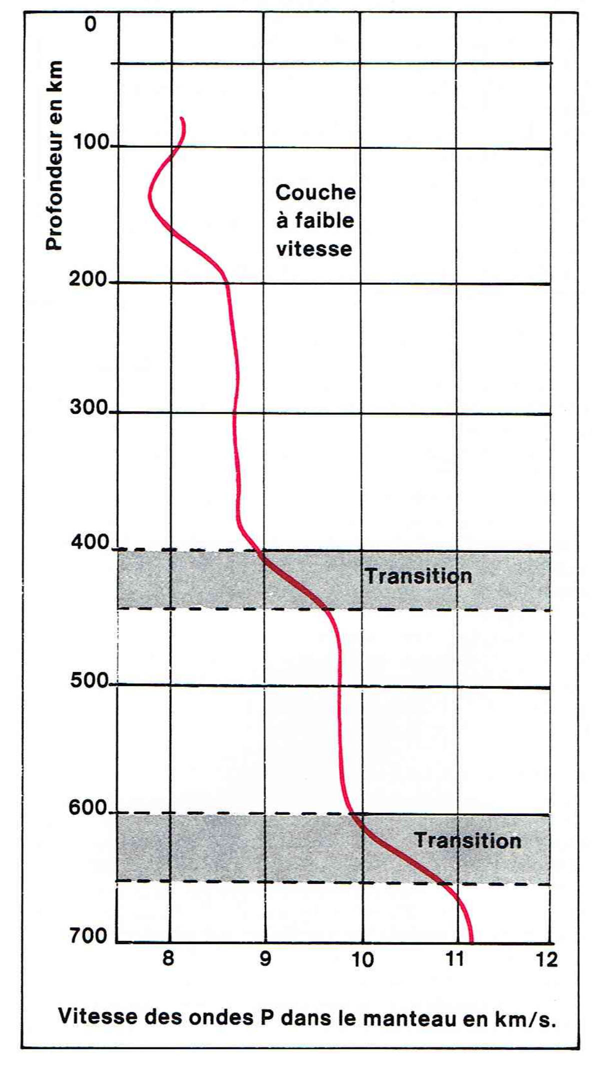
▲ Résultats d'un profil séismique à réfraction en Sibérie orientale, dans la mer d'Okhotsk et l'océan Pacifique occidental. On remarquera la différence de composition de la croûte terrestre entre la zone continentale, la zone océanique et la zone de transition. Les petits cercles indiquent les foyers du tremblement de terre.

(filons de laves injectés dans des fissures de cônes volcaniques). La base peut déjà être affectée par un léger métamorphisme (zéolite). En dessous, on trouve des gabbros qui ont subi un métamorphisme plus intense (amphibolite) et qui ont dû être formés à des températures supérieures à 400 °C. On ignore encore si ces gabbros forment la couche océanique ou s'ils font partie de la couche de transition. Suivant cette dernière hypothèse, la couche océanique serait constituée de roches péridotiques hydratées à environ 40 %.

Si l'on adopte la première de ces deux éventualités, la croûte comprend 5 km d'un matériau basaltique, obtenu par fusion partielle du manteau ; dans le second cas, seulement 2 km de basalte et 3 km de matériau du manteau.

L'étude de la croûte en Islande (qui est la représentation superficielle d'une frontière de plaques en écartement) apporte des données supplémentaires sur la question. Cette croûte atteint une épaisseur moyenne supérieure à 10 km et est uniquement constituée de basalte. Dans une zone active de 30 à 80 km de large, on trouve en surface des coulées de basalte avec une forte porosité et en conséquence une vitesse faible (de 2,75 km/s). Puis, la couche de transition s'étendant sur 2,15 km et formée de basaltes affectés par un métamorphisme zéolitique (vitesse de 5 km/s). Enfin, la couche océanique qui a une épaisseur de 5 à 13 km et semble correspondre au faciès à amphibolite (vitesse de 6,5 km/s). La correspondance entre la stratification séismique en Islande et sur les dorsales (lieux où l'écorce terrestre est engendrée en permanence par un apport de roches en fusion) suggère que la couche océanique est bien constituée par des gabbros affectés par un métamorphisme important.

La connaissance de la répartition de la vitesse séismique dans la croûte, d'une part, et des relations existant entre la vitesse et la densité pour les types de roches courantes d'autre part, permet d'évaluer la densité moyenne de la croûte continentale à environ 2,9. On a pu déduire de ces valeurs la densité moyenne la plus probable du manteau supérieur, soit 3,3 à 3,4. Cette estimation, qui s'accordait avec celle de Bullen, fut vérifiée en 1966 par Ewing, à l'aide de la propagation des ondes de surface. Par ailleurs, la vitesse des ondes P dans le manteau, immédiatement sous les régions stables et les bassins océaniques profonds, est généralement de l'ordre de 8,2 km/s. Cette propriété restreint la composition minéralogique du manteau supérieur à une combinaison d'olivine, de pyro-



Vitesse des ondes P dans le manteau en km/s.

▶ Représentation graphique de la vitesse (en km/s) des ondes P dans le manteau.

xène, de grenat et peut-être, dans certaines régions, d'amphibole. Les deux types principaux de roches contenant ces minéraux sont des péridotites (olivine-pyroxène) et des éclogites (pyroxène-grenat). Des amphiboles peuvent aussi entrer dans la composition de ces roches. Ces relations ont donné lieu à deux hypothèses possibles sur la nature du manteau supérieur : est-il constitué de roches péridotiques ou éclogitiques?

La réponse peut être fournie par la comparaison de la densité de ces deux sortes de roches avec celle du manteau supérieur. Les densités des roches péridotiques qui pourraient entrer dans les principaux constituants du manteau supérieur se situent entre 3,25 et 3,38 avec une moyenne de 3,32. Les densités des éclogites s'échelonnent entre 3,4 et 3,65, avec une moyenne de l'ordre de 3,5 (Ringwood et Green, 1966). D'après la densité du manteau supérieur précédemment calculée, il semblerait par conséquent que l'on ait affaire à des péridotites plus ou moins serpentinisées.

Par ailleurs, la dispersion des ondes de surface a permis de rendre compte de la nature visqueuse de la couche à faible vitesse (ou asthénosphère) du manteau supérieur. Cette étude a conduit à proposer l'existence d'un fragment en fusion dans l'asthénosphère. De ce fait, une fusion partielle de péridotite pourrait être à l'origine du magma basaltique et, entre l'instant de fusion partielle et l'expulsion éventuelle du magma, une étape peut être envisagée pendant laquelle une partie existerait sous la forme de « globules » de basalte fondu. La montée de ce basalte pourrait être le facteur principal d'interaction thermique et mécanique entre le manteau et la croûte.

Pour comprendre l'interaction entre le manteau supérieur et la croûte, il est important de savoir si la densité moyenne des matériaux de l'asthénosphère est plus faible que la densité des matériaux qui la recouvrent.

En 1966, Beloussov a supposé que la fraction de volume de basalte liquide devait être de l'ordre de 10 %, ce qui abaisse la vitesse des ondes P dans l'asthénosphère d'environ 0,3 km/s et la densité de 0,1 g/cm^3. D'autres expériences sont venues confirmer cette hypothèse. Dans ces conditions, l'asthénosphère est moins dense que la lithosphère océanique. Des perturbations peuvent être expliquées au sommet de l'asthénosphère par la tendance de ses matériaux à s'élever tandis que les matériaux situés au-dessus de cette couche tendront à s'y enfoncer. Ce mouvement de subduction est à l'origine des processus internes de la Terre (séismes, plissements...) et vient renforcer la théorie de l'expansion des fonds océaniques.

Enfin, au-delà des 200 km supérieurs du manteau, la minéralogie expérimentale a permis d'attribuer les augmentations plus ou moins rapides de la vitesse avec la profondeur à une condensation de plus en plus importante de la structure cristalline.

Ces changements de phase pourraient expliquer la stratification du manteau et du noyau sans qu'il y ait de limite nette entre les subdivisions. A l'intérieur du manteau, par exemple, la variation de la vitesse en fonction de la profondeur est plus souvent graduelle que brusque. Par conséquent, il peut exister des couches dont l'existence n'est pas révélée par des ondes nettement réfléchies. Des accroissements soudains dans le taux d'augmentation de la vitesse ont été enregistrés vers 400 et 600 km de profondeur, puis peu avant le noyau, délimitant ainsi des zones de transition (voir figure ci-contre). Leurs frontières constituent des discontinuités de second ordre par rapport aux discontinuités du premier ordre qui se produisent lors d'un saut de la vitesse en fonction de la profondeur.

BIBLIOGRAPHIE

BYERLY P., *Seismology,* Prentice Hall, New York, 1942. - COULOMB J., *la Constitution physique de la Terre,* Albin Michel, Paris, 1952. - DOBRIN M. B., *Introduction to Geophysical Prospecting,* McGraw Hill, New York, 1960. - EIBY G. A., *About Eartquakes,* Harper, New York, 1957. - GUTENBERG B., *Physics of the Earth,* McGraw Hill, New York, 1939. - HOWELL B. F., *Introduction to Geophysics,* McGraw Hill, New York, 1959. - *International Dictionary of Geophysics,* Pergamon Press, Oxford, 1967. - RICHTER C. F., *Elementary Seismology,* W. H. Freeman & Co., S. Francisco, 1958.

GRAVIMÉTRIE

Le poids des objets est dû à la **force de gravité,** c'est-à-dire à la force avec laquelle la masse terrestre attire vers elle les corps qui se trouvent dans son rayon d'action.

En 1680, Newton expliqua le mouvement des planètes autour du Soleil et celui de la Lune autour de la Terre par une force d'attraction entre le Soleil et les planètes, et entre les planètes et leurs satellites. Il généralisa ensuite l'attraction de gravitation à deux masses m_1 et m_2 quelconques, érigeant cette interaction en loi universelle.

Ce dernier aspect de la gravitation se révèle fort utile à l'étude des propriétés de la Terre telles que son rayon, sa forme, sa masse et sa structure interne, et vient corroborer les notions acquises par d'autres branches de la géophysique, comme la géodésie et la séismologie.

Newton partit des lois de Kepler sur le mouvement des astres et se servit du principe de l'égalité de l'action et de la réaction pour formuler la *loi fondamentale de la gravitation*. On peut énoncer cette loi sous la forme suivante : deux points matériels quelconques exercent l'un sur l'autre des forces d'attraction directement opposées, dont l'intensité commune est proportionnelle à leurs masses m_1 et m_2 et inversement proportionnelle au carré de leur distance r :

$$F = K \frac{m_1 \times m_2}{r^2}$$

où K est la constante de la gravitation universelle. Cette formule fut vérifiée en 1798 grâce à des expériences de laboratoire effectuées par Cavendish. L'utilisation d'un dynamomètre très sensible lui a permis d'estimer la valeur de K à $6{,}673 \cdot 10^{-11}$ en unité M. K. S.

Le concept de gravité, associé aux lois de la dynamique, fournit une explication possible à la théorie actuelle de la forme de la Terre, car il s'accorde parfaitement avec les résultats de cette théorie et ceux des mesures géodésiques.

La masse de la Terre peut être obtenue si l'on connaît l'accélération de la gravité et la constante de gravitation K. Le problème serait simple si la Terre était parfaitement sphérique, mais on doit tenir compte de sa forme ellipsoïdale et de sa vitesse de rotation qui, comme on le verra par la suite, détermine les variations de la gravité. La valeur obtenue pour la masse atteint $5{,}97 \cdot 10^{27}$ g.

La densité se calcule en divisant la masse par le volume du globe, à savoir 5,517. Cette valeur est de beaucoup supérieure à celle des roches de la croûte qui tourne autour de 3,2-3,3. Comme on l'a vu précédemment, la densité augmente avec la profondeur; des calculs effectués avec l'aide des données séismologiques montrent que la densité du noyau est de 17 environ.

Variation de la gravité en fonction de la latitude

Comme, en première approximation, la Terre est un ellipsoïde de révolution, la valeur de la gravité ne peut pas être constante. Elle doit diminuer notamment avec la latitude, c'est-à-dire de l'équateur vers les pôles. L'effet de la force centrifuge, qui s'oppose à la gravité, joue également un rôle. (En fait, c'est sous l'action de sa propre force de gravitation et de la force centrifuge que la Terre prend la forme d'un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles.) On devrait donc calculer deux valeurs de la gravité en chaque point de la surface terrestre : la valeur théorique calculée pour une Terre parfaitement homogène, ayant l'ellipsoïde de révolution comme surface externe, et la valeur réelle. La valeur théorique constitue la *gravité normale* de la Terre, elle conduit à l'équation :

$$\gamma = 978{,}049\,(1 + 5{,}288\,4 \times 10^{-3} \sin^2 \varphi - 5{,}9 \times 10^{-6} \sin^2 2\varphi)$$

où γ est l'accélération de la gravité normale, ne dépendant que de la latitude φ et exprimée en gals. Le gal est l'unité d'accélération égale à 1 cm · s^{-2}.

La comparaison entre les valeurs théoriques et les données expérimentales constitue l'étude du champ de gravitation terrestre, et en particulier de la forme du géoïde (voir chapitre *Géodésie*).

Mesures de la gravité

Les deux instruments classiques avec lesquels on mesure la gravité sont le *pendule* et le *gravimètre*. Le premier



P. Martini

▲ *Aspect externe d'un* **gravimètre** : *c'est, avec le pendule, un instrument classique de mesure de la gravité.*

permet d'effectuer aussi bien des mesures absolues que relatives, tandis que l'on ne peut procéder qu'à des mesures relatives avec le second.

La relation qui existe entre la période T du pendule et la valeur g de la gravité s'exprime de la façon suivante :

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{L}{g}}$$

où L est la longueur du pendule. Les mesures absolues, qui peuvent être calculées à partir de cette formule, nécessitent l'emploi d'appareils très délicats et sont fort difficiles à obtenir. La précision est de l'ordre de 1,5 milligal $(= 1{,}5 \cdot 10^{-3}$ gal).

C'est la raison pour laquelle on procède surtout à des mesures relatives qui fournissent la différence de gravité entre une station absolue de référence et les autres. Si g_1 et g_2 sont respectivement les valeurs de la gravité en deux stations S_1 et S_2, et T_1 et T_2 les périodes correspondantes d'un même pendule en ces deux lieux, d'après la relation précédente, on voit que :

$$\frac{g_1}{g_2} = \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^2.$$

La détermination relative de la gravité en deux endroits est plus précise que la mesure absolue de la gravité en l'une des deux stations, puisqu'on peut confronter le rapport entre les deux valeurs de la gravité à celui établi entre les périodes. Par ailleurs, cette comparaison est indépendante de la longueur L du pendule, laquelle ne peut être déterminée avec la précision nécessaire.

Les plus célèbres mesures pendulaires absolues ont été effectuées à Postdam avec 981,263 3 gals; à Washington avec 981,183 2 gals; à Teddington avec 980,081 3 gals. L'erreur moyenne est de l'ordre de 1,5 milligal.

Une autre méthode, récemment introduite pour mesurer l'accélération absolue de la gravité, consiste à déterminer les temps de chute d'un corps dans le vide. Le calcul de temps si courts fut rendu possible grâce aux techniques modernes de l'électronique.

Les premières déterminations relatives furent effectuées avec des pendules ayant une demi-période d'environ une seconde et une longueur approximative d'un mètre. Par la suite, on construisit des appareils transportables, au maniement plus facile, ayant une demi-période d'une demi-seconde, et une longueur de 25 centimètres environ.

Les mesures gravimétriques en mer représentent des données scientifiques extrêmement importantes en raison des fortes anomalies enregistrées dans la plupart des bassins marins et des fossés océaniques. Mais, tandis que la terre ferme offre une plate-forme fixe aux instruments, la mer leur imprime les accélérations du mouvement ondulatoire. En général, de telles accélérations ne peuvent être distinguées de l'accélération de la pesanteur. En 1923, Vening Meinesz eut l'idée de créer un système de quatre pendules associés, permettant d'éliminer les accélérations transversales et longitudinales imposées par la mer.

Notons que, si ce système de pendule ne peut être utilisé à bord de navires, car les effets du mouvement d'ondulation sont excessifs, par contre, il devient possible d'opérer dans des sous-marins immobilisés à quelques mètres de profondeur.

On s'oriente de nos jours vers des appareils munis de plates-formes stabilisées gyroscopiquement, pouvant être utilisés sur des navires de surface (au moins par temps calme).

Les mesures gravimétriques établies avec des pendules sont des mesures dynamiques, puisqu'on observe alors le comportement des corps en mouvement. Des mesures statiques ont été obtenues peu à peu, soit en mer, soit sur la terre, grâce à des gravimètres.

Le **gravimètre** est un instrument simple, sensible et précis; il fournit en outre des mesures très rapides, d'une minute ou deux (alors qu'une mesure pendulaire nécessite plusieurs heures).

Le principal élément d'un gravimètre est une masse suspendue à un ressort; le poids de la masse allonge le ressort d'une longueur L, mesurée sur une échelle graduée. L'allongement est proportionnel à la gravité.

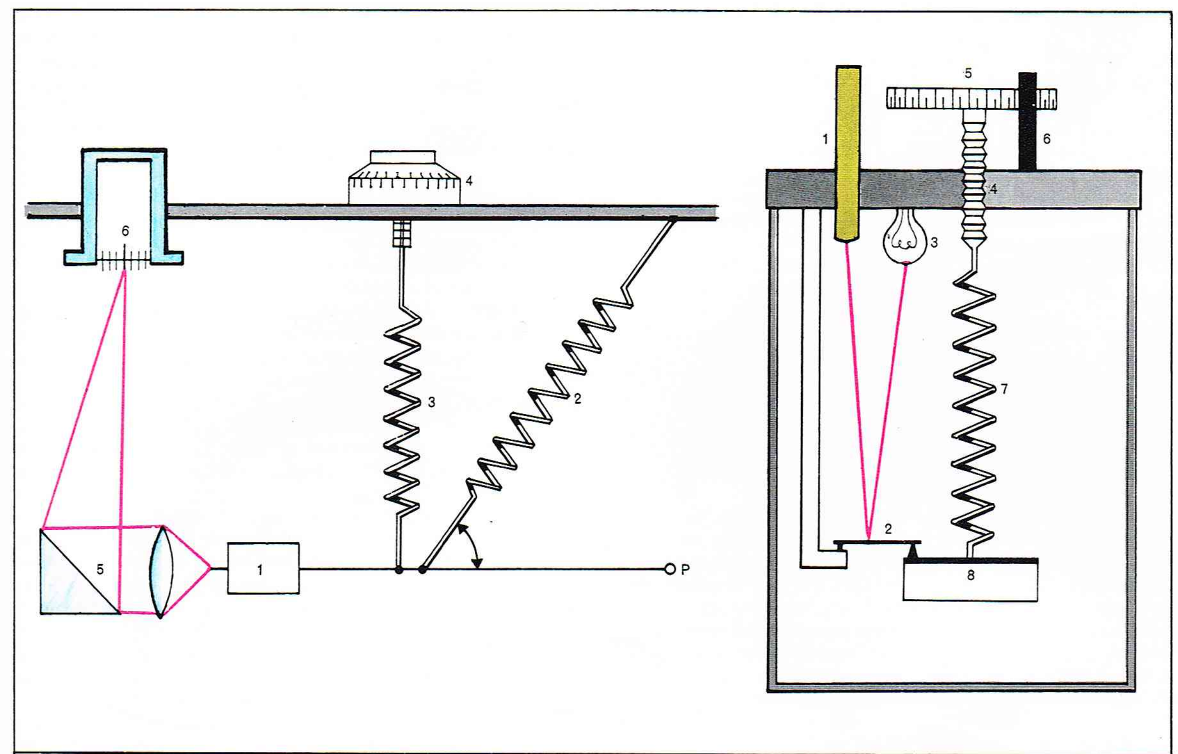
Si, en deux points différents de la Terre P_1 et P_2, on obtient de cette façon deux longueurs distinctes L_1 et L_2, on peut déduire la valeur de la différence de gravité $g_2 - g_1$ en ces points par la relation :

$$g_2 - g_1 = K\,(L_2 - L_1)$$

où K est la constante du ressort.

En pratique, on préfère chercher l'accroissement de la force élastique plutôt que la différence $L_2 - L_1$. Si le ressort s'est allongé (ou raccourci), quand on passe du point P_1 au point P_2, il suffira de faire en sorte qu'il reprenne sa longueur initiale, et de mesurer la force d'appoint nécessaire à cette opération. Un calcul assez simple donnera la variation de g.

Les gravimètres peuvent être de deux types : statique et astatique. Le *gravimètre statique* a une faible sensibilité mécanique, fondée essentiellement sur la qualité élas-



I.G.D.A.

◀ *Représentation schématique d'un gravimètre astatique, à gauche, et d'un gravimètre statique, à droite.*
Gravimètre astatique :
1, masse;
2, ressort principal;
3, ressort auxiliaire;
4, disque gradué avec une vis micrométrique;
5, dispositif optique;
6, réticule de la lunette.
La masse pivote grâce à un bras au point P et est soutenue par le ressort principal; sur le disque gradué, on lit la rotation nécessaire pour imprimer au ressort auxiliaire la torsion occurente afin que l'image de la tigelle, reliée à la masse, revienne sur une tache déterminée du réticule de la lunette.
Gravimètre statique :
1, lunette dotée d'un réticule;
2, miroir; 3, ampoule;
4, vis micrométrique;
5, disque gradué;
6, tige fixe pour la lecture des graduations du disque;
7, ressort; 8, masse.
Le disque gradué tourne jusqu'à ce que l'image du filament de l'ampoule, réfléchie par le miroir, coïncide avec un trait du réticule de la lunette; en regard de l'axe fixe, on lit directement la longueur du ressort, par laquelle on détermine la valeur de la gravité.

tique des ressorts employés; pour effectuer les lectures, il faut disposer de systèmes appropriés d'agrandissement, optiques ou électroniques. Dans le *gravimètre astatique*, le plus couramment utilisé, la sensibilité mécanique est bien plus grande, grâce à la mise en place de ressorts et d'un bras mobile, disposés de telle façon qu'ils traduisent la moindre variation de la pesanteur par un déplacement appréciable (équilibre presque indifférent). Pour un tel gravimètre, les systèmes d'observation, habituellement optiques, nécessitent des agrandissements moins importants.

L'obtention d'un gravimètre très sensible et de grande précision suppose l'intervention de plusieurs paramètres. Il faut tenir compte de la stabilité des ressorts dans le temps, des variations des constantes géométriques et élastiques du système en fonction de la température, et du changement des conditions d'équilibre avec la pression atmosphérique. C'est pourquoi l'on maintient l'appareil à température constante (avec une précision du millième de degré) en l'enfermant dans des enceintes isothermes réglées par des thermostats; on compense les variations de la pression barométrique au moment voulu, ou l'on place l'instrument dans un récipient à pression constante.

Les gravimètres astatiques peuvent être divisés en deux catégories selon leur mode de construction : ceux qui ont un ressort métallique et ceux dont le ressort est en quartz. Les premiers exigent plus de régulation thermostatique, les seconds fonctionnent correctement avec l'aide de récipients du type « vase de Dewar » et sont par ailleurs plus simples et plus légers.

En ce qui concerne les mesures en mer, on a d'abord employé des gravimètres enfermés dans des enceintes en étain et reposant sur le fond marin. A l'aide de télécommandes, des mesures gravimétriques ont pu être prises jusqu'à environ 100 m de profondeur. Par la suite, on a construit un type de gravimètre capable de flotter en surface; sa précision est moindre par rapport aux mesures effectuées à terre, en raison de l'influence des accélérations du mouvement d'ondulation de la surface. Le principe sur lequel il repose consiste à réduire le plus possible l'effet des accélérations horizontales à l'aide de suspensions, et celui des accélérations verticales, par l'élaboration des moyennes à partir d'une série de valeurs enregistrées dans un certain intervalle de temps.

Corrections de la mesure de gravité

L'étude des données gravimétriques repose sur la comparaison entre les valeurs observées et les valeurs théoriques, encore appelées normales. Les premières sont mesurées sur le terrain, dont elles reflètent les hétérogénéités topographiques, et diffèrent donc des secondes, calculées sur l'ellipsoïde de référence. Avant d'être comparées à leur valeur normale, les valeurs observées à des altitudes diverses doivent être ramenées à l'altitude zéro, c'est-à-dire à la surface équipotentielle coïncidant avec la surface d'équilibre des mers, ou géoïde.

Il est nécessaire pour cela de procéder à des corrections.

— La première correction est celle de **Faye**, encore connue sous l'appellation **correction à air libre.** Elle tient compte de l'augmentation d'intensité de la pesanteur entre l'altitude du point étudié et le niveau de la mer, en ramenant la mesure de la gravité à la surface du géoïde et en supposant donc qu'il n'y a pas de masses entre les deux. Elle s'élève environ à 0,31 milligal par mètre d'altitude.

— La seconde correction porte sur l'influence de l'attraction des masses situées au-dessus de l'ellipsoïde, et consiste à éliminer l'effet de cette tranche de terrain pour chaque valeur observée. Une telle correction nécessite l'estimation de la densité de ces masses, d'après les critères, pas toujours fiables, qui sont fournis par la connaissance géologique de la zone étudiée.

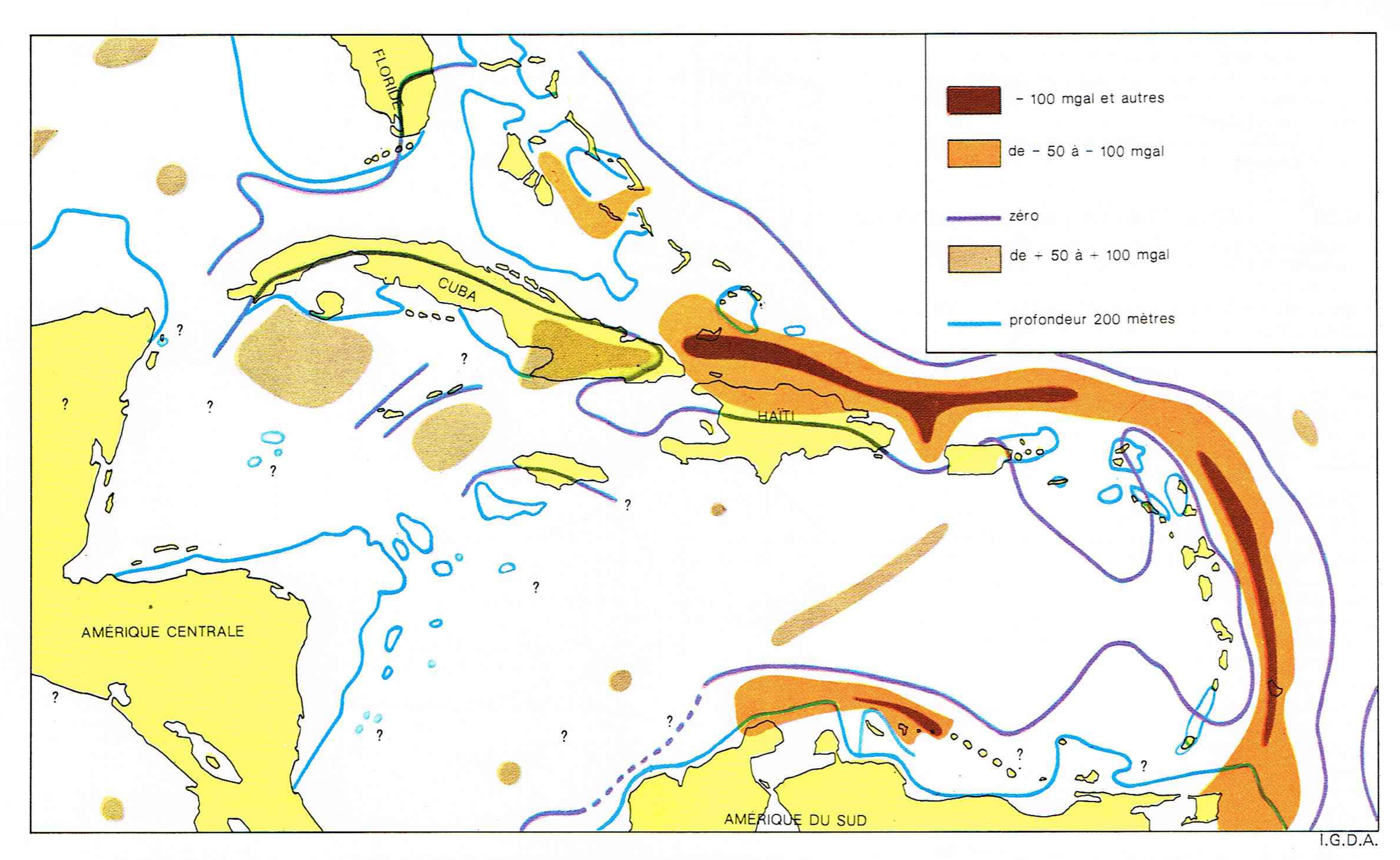
Ce procédé conduit alors à distinguer deux corrections : la première, dite **correction de Bouguer,** assimile ces masses à une plaque infinie d'épaisseur h (plateau de Bouguer) comme si la surface, au niveau de la station, était horizontale; la seconde dépend des déviations de la surface terrestre au-dessus ou au-dessous de ce plateau. La raison de cette subdivision repose sur le fait que les corrections de Bouguer, dans la majorité des cas, sont d'exécution facile et constituent la partie la plus importante. La seconde partie, dite **correction topographique,** est compliquée et relativement faible, ou négligeable, de sorte qu'elle ne réclame pas de calculs de haute précision.

Pour une densité égale à 2, la correction de Bouguer est de l'ordre de huit centièmes de milligal par mètre d'altitude.

Pour calculer la correction topographique, il est nécessaire d'effectuer un levé sommaire direct dans un rayon de 200 m puis de se servir de cartes à plus ou moins grande échelle pour des distances plus éloignées.

Anomalies gravimétriques

La différence entre les valeurs mesurées, puis réduites à l'ellipsoïde, et les valeurs normales correspondantes constitue pour les études géodésiques ce qu'on appelle l'**anomalie.**



▲ *Cartes des* **anomalies isostatiques** *de la région des Antilles.*

Pour connaître la véritable allure gravimétrique d'une zone déterminée, on utilise tout un réseau de stations dont la densité varie beaucoup suivant les cas : pour les relevés de type géodésique, c'est-à-dire concernant l'étude des structures vastes et très profondes, une station par kilomètre carré doit être installée; une station tous les dix kilomètres carrés suffira pour les structures moins profondes, ayant un intérêt secondaire.

Les valeurs correctes sont reportées au fur et à mesure sur une carte topographique, et l'on obtient un tableau de la situation en traçant les courbes d'égales valeurs d'anomalies ou **courbes isoanomales,** ou **isogammes.**

Il est évident que si la Terre était parfaitement homogène, les valeurs correctes devraient être toutes égales. En réalité, les isogammes sont presque toujours des courbes compliquées, qui reflètent la structure hétérogène de la croûte terrestre. Il y a des zones à anomalies positives et d'autres à anomalies négatives; des anomalies d'entités différentes et de dimensions planimétriques se superposent, mettant en évidence des excès ou des déficits de densité par rapport à la valeur moyenne de la croûte, qui sont dus à la coexistence de roches de types divers. A l'intérieur de la croûte, la densité peut varier de 1,5 à 3,4. Toutefois, les plus faibles valeurs existent seulement dans des couches très superficielles; à une certaine profondeur, la plus petite densité tourne autour de 2,6.

Outre les anomalies reflétant l'allure de la partie sédimentaire, plus superficielle, de la croûte, celles qui sont beaucoup plus fortes sont d'un très grand intérêt pour les études géodésiques. On leur attribue le nom d'*anomalies isostatiques,* et leur étude, conduite en parallèle à d'autres analyses de caractères géotechnique et séismologique, nécessite un traitement à part.

Les caractéristiques d'une carte d'**anomalies de Bouguer,** ainsi appelée parce que les valeurs mesurées ont été ramenées à l'ellipsoïde, peuvent dépendre de diverses causes géologiques. La forme de l'isogamme est importante, car les méthodes mathématiques et les informations géologiques, qui ont permis son élaboration, fournissent des renseignements très intéressants sur la structure du sous-sol.

Les isogammes peuvent être presque rectilignes (ou avec de faibles courbures), ce qui implique que les structures associées aux valeurs anormales sont très régulières, si elles sont peu profondes, ou alors qu'elles sont très profondes. A l'inverse, des isogammes accusant de fortes courbures traduisent des structures plutôt superficielles.

Généralement, tous les cas se superposent sur la même carte. En fait, il suffit d'avoir présent à l'esprit que les structures anormales importantes peuvent exister dans la surface jusqu'à plus de 40 km de profondeur. La première étape dans l'interprétation d'un relevé gravimétrique consiste à distinguer et à séparer les anomalies très localisées, et donc dues à des structures superficielles, de celles, vastes et régulières, dues à des causes profondes. Suivant les motifs de la recherche, on prend en considération les premières, jugeant les secondes comme une perturbation à éliminer et *vice versa*. Le premier cas se vérifie pour les études géologiques directes des couches plus superficielles, par exemple dans les recherches minières. Le second cas concerne les études à caractère général, relatives aux parties profondes de la croûte terrestre.

L'aspect d'une carte gravimétrique est varié et complexe. Les régions qui, après avoir été explorées par des mesures gravimétriques, n'offrent pas un panorama intéressant, reflétant la structure de la croûte terrestre, sont peu nombreuses. Malheureusement, l'interprétation des mesures ne permet pas d'obtenir des résultats quantitatifs très précis. En compensation, la carte gravimétrique est extrêmement expressive. La gravimétrie a fourni jusqu'à présent de précieux renseignements sur la structure de la croûte terrestre, s'accordant avec la théorie moderne sur la formation des chaînes de montagnes et des fosses océaniques, et sur la structure des masses continentales.

Pour fixer les idées, dressons le tableau des différentes anomalies de Bouguer, enregistrées suivant les types de croûtes (tableau page ci-contre).

Isostasie

La théorie de l'isostasie tente de fournir une explication à certaines grandes anomalies gravimétriques que l'on enregistre sur la Terre. Ces anomalies se rencontrent à proximité de chaque chaîne de montagnes et des arcs insulaires, comme ceux qui existent dans les Indes orien-

tales ou dans le golfe du Mexique. On les désigne précisément sous le nom d'**anomalies isostatiques.**

Quand on examine les anomalies de Bouguer, mesurées pour l'ensemble du globe, on observe qu'elles sont presque toujours négatives sur les terres et positives au-dessus des grands fonds sous-marins. Par conséquent, la pesanteur est inférieure à la moyenne dans les régions élevées, et elle est supérieure dans les régions océaniques. Cela signifie que sous les zones élevées, du moins jusqu'à une certaine profondeur, les roches ont une densité plus faible que sous les océans.

Plusieurs hypothèses isostatiques ont été avancées pour expliquer ce phénomène. La théorie de J. H. Pratt (1859) suppose que chaque colonne de roches à la surface de la Terre (niveau de la mer) est composée de matériaux de densité constante (ρ) égale à la moyenne des densités des différentes roches de la colonne, et qu'elle s'enfonce jusqu'à une certaine profondeur (D) de compensation. Cette densité doit être prise, pour chaque colonne, inversement proportionnelle à sa hauteur (h) au-dessus du niveau de compensation :

$$\rho\ (h + D) = \text{constante}.$$

Mais cette théorie ne tient pas compte de la répartition complexe des roches. En 1885, G. B. Airy a proposé une meilleure approximation des conditions réelles. Il a supposé qu'il existait à une certaine profondeur une surface de discontinuité dans les densités. Les blocs supérieurs de la croûte terrestre flotteraient sur un magma visqueux plus dense et s'y enfonceraient d'autant plus profondément qu'ils sont plus lourds, c'est-à-dire plus élevés.

Ces différentes tentatives, revues par W. A. Heiskanen, ont mené à la théorie finale de l'isostasie, admettant l'existence de colonnes de longueurs et de densités différentes. Cette théorie considère que la croûte terrestre (sial) est constituée de roches relativement légères (roches sédimentaires et granitiques, composées en grande partie de silice et d'alumine) et soutenue par des roches plus lourdes (sima basaltique) ; ces dernières auraient un comportement de type plastique. Il s'ensuit, d'après le principe hydrostatique d'Archimède, qu'à l'endroit où la croûte est plus épaisse (montagnes), elle pèse davantage et doit, pour se soutenir, s'enfoncer pour former « racine ». Autrement dit, le principe d'isostasie (du grec *stasis*, état, et *isos*, égal) suppose que sous une certaine profondeur de compensation, les pressions à l'intérieur de la Terre sont égales, ce qui implique que le poids de chacune des colonnes sus-jacentes de même section est le même, compte tenu de la courbure de la Terre.

On peut illustrer le concept d'isostasie en le rapprochant du phénomène familier et physiquement analogue de la glace flottant sur l'eau. En effet, pour chaque volume de glace émergeant de l'eau, il existe un volume beaucoup plus grand immergé dans l'eau ; le poids de l'eau déplacée par la partie immergée est égal au poids de la masse de glace flottante.

Par ailleurs, l'épaississement de la croûte vers le bas correspond à une substitution de masses pesantes du sima par des masses plus légères du sial et justifie, par conséquent, la présence des anomalies négatives de la gravité.

Des calculs fondés sur la théorie isostatique permettent de déterminer l'épaisseur de la croûte terrestre au-dessous des montagnes, mais le résultat n'est pas précis à cause des hypothèses de structure qu'ils sous-entendent; toutefois, on estime que cette épaisseur tourne autour de 60 km. Cette détermination s'accorde avec celle que l'on a obtenue par les données séismologiques.

Afin de vérifier l'authenticité des hypothèses de l'isostasie, les anomalies théoriques ont été calculées pour chaque région de notre globe et ont été confrontées aux anomalies qui avaient déjà été observées. Dans beaucoup de cas, l'accord a été parfaitement réalisé. Ainsi, l'absence d'anomalies isostatiques dans des régions où la sédimentation est rapide, comme les deltas du Nil, tend à prouver que la croûte s'enfonce aussi vite que les sédiments se déposent et que l'on a donc affaire à des transferts de masse sous la croûte.

Le fait que l'équilibre isostatique tende spontanément à se rétablir lorsqu'il a été perturbé rend compte de la plupart des phénomènes géologiques (comme l'érosion et la sédimentation). Mais on ne peut s'attendre à ce que cette théorie vienne confirmer en tout point les contrôles numériques effectués. Néanmoins cette dernière constatation ne doit pas nécessairement infirmer la validité du principe d'isostasie. En effet, la raison en est simple et rejoint la principale hypothèse faite, c'est-à-dire que la croûte terrestre repose sur un substrat en état d'équilibre hydrostatique. Or il n'est pas dit que l'équilibre de la croûte terrestre soit toujours du type statique et non du type dynamique.

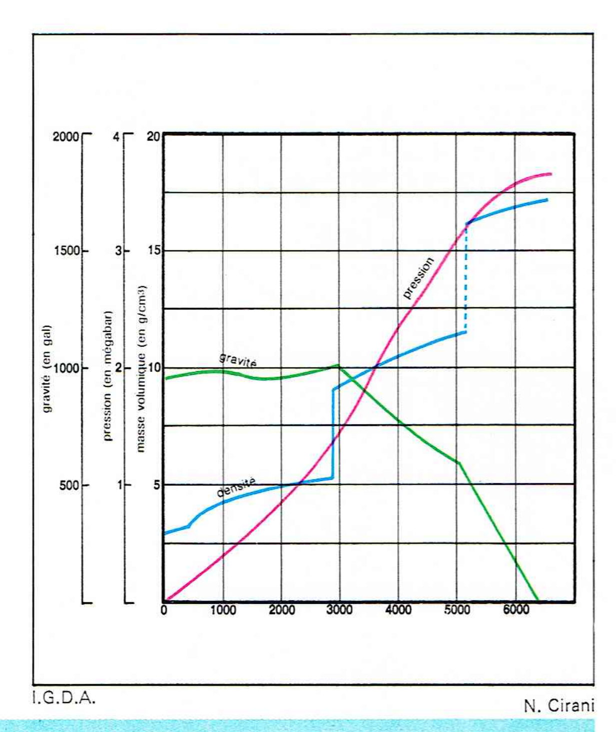
On s'est aperçu que les calculs fondés sur l'isostasie ne justifiaient pas la présence d'anomalies gravimétriques

Tableau des différentes anomalies de Bouguer

Croûte	Anomalies (en milligal)	Remarques géologiques
Croûte continentale Bouclier	− 10 à − 30	Peu ou pas de sédiments
Médio-continentale	− 10 à − 40	Sédiments post-cambriens
Chaînes et bassins	− 200 à − 250	Volcanisme
Alpin	− 200 à − 300	Soulèvement récent rapide
Grands arcs insulaires	− 50 à + 100 sous le niveau de la mer	Fort volcanisme, plissement, faillage intense
Croûte océanique Bassins océaniques profonds	+ 250 à + 350	Sédiments minces
Médio-océanique (ride dorsale)	+ 200 à + 250	Peu de sédiments, volcanisme actif

◀ ***Tableau des différentes anomalies de Bouguer, enregistrées suivant les types de croûtes.***

▶ *Variations de la densité, de la gravité et de la pression en fonction de la profondeur, selon des données dérivées de considérations gravimétriques et séismologiques.*



▼ *Le fait que l'équilibre isostatique tende spontanément à se rétablir lorsqu'il a été perturbé rend compte de la plupart des phénomènes géologiques, et notamment de l'érosion. Ici, cette falaise près du cap de Bonne-Espérance souligne bien le tracé de l'ancien rivage.*

pour des systèmes montagneux en formation ou très jeunes. On peut expliquer ce phénomène par le fait que chaque chaîne de montagnes doit traverser, lors de sa formation, une période pendant laquelle son équilibre sera dynamique et non statique. C'est-à-dire que, durant une telle période, d'autres forces actives doivent intervenir, outre celle d'Archimède, contrebalançant la résistance due à l'attraction.

En fait, de tels écarts par rapport à la normale ont été enregistrés pour tout processus géologique en évolution, et pour les zones de déformations très récentes. Les anomalies isostatiques peuvent résulter des tensions qui s'exercent encore sur ces régions, ou bien elles peuvent être déjà en diminution par suite du réajustement isostatique. Le cas de la Scandinavie en est une bonne illustration.

Lors des glaciations quaternaires, qui remontent à plus d'une dizaine de milliers d'années, la croûte continentale s'est abaissée sous le poids de la couche de glace (épaisse de plusieurs kilomètres). Elle commença à reprendre sa position initiale après la fonte de cette couche. Les soulèvements postglaciaux de la Scandinavie, de l'Alaska, du Canada et des îles de la mer de Barents se sont effectués très rapidement, atteignant de nos jours plusieurs centaines de mètres. Le soulèvement de la Scandinavie a la forme d'un dôme s'élevant des régions périphériques de la Scandinavie vers le centre, où sa hauteur est d'environ 300 m. Le taux d'élévation a été estimé à environ 10 cm/an peu après la fonte des glaciers; à présent, elle n'est que d'un centimètre par an au centre de cette zone. A partir d'une extrapolation de la courbe du soulèvement en fonction du temps, on s'attend encore à une remontée de 150 à 200 m. Il existe une anomalie isostatique négative de plusieurs dizaines de milligals au-dessus de la partie centrale de cette zone. Plus près du bord, les anomalies isostatiques sont positives. Par conséquent, il y a une corrélation étroite entre les mouvements actuels et le champ de gravité, et l'on peut expliquer la présence de telles anomalies par un réajustement isostatique encore en évolution.

Il s'ensuit que la théorie isostatique a seulement une valeur statique, qui est vérifiée sur la majeure partie de la surface terrestre.

L'existence de vastes anomalies ne s'associant pas à un équilibre isostatique a permis de mettre en évidence plusieurs phénomènes importants toujours en action, qui font partie des processus orogéniques. Une bande de fortes anomalies négatives a été repérée dans les Indes océaniques et orientales, et à l'intérieur de l'océan Pacifique, qui sont des zones de grande activité tectonique, due à l'existence de nombreux volcans ou à la fréquence des tremblements de terre. Ces anomalies coïncident avec la présence de fossés océaniques très profonds bordant l'alignement des îles de Sumatra, de Java et de Timor, l'ensemble de la péninsule de Kamtchatka et des îles Kouriles, ainsi que les archipels du Japon et de la Tonga.

Vening Meinesz a interprété ces anomalies par un déficit de masse dans les fossés de grande profondeur. Il a expliqué ce phénomène par l'existence, sous la croûte des fossés, de deux courants horizontaux opposés se courbant vers le bas lors de leur rencontre et entraînant dans le manteau un peu de croûte légère. En réalité, les études séismiques ont montré que ce déficit de pesanteur dans les fossés devait être attribué à l'accumulation de vases et autres dépôts légers. Mais la présence d'anomalies positives, entourant la bande d'anomalies négatives, et relativement plus faibles, donne à penser que l'équilibre isostatique est tout de même réalisé pour une grande étendue de la croûte, grâce à des courants subcrustaux.

Le géophysicien américain J. Barrell a été le premier à introduire la notion d'une lithosphère — plaque rigide et donc cassante où les séismes sont possibles, flottant sur une couche visqueuse —, afin d'expliquer que le principe de l'isostasie avait une valeur statique. On attribue actuellement l'enfoncement de la lithosphère dans l'asthénosphère à la densité plus forte de la première plaque. Dans le cas de la Scandinavie, la lithosphère continentale se réajuste par fluage en profondeur dans l'asthénosphère, depuis quelques milliers d'années, à la fonte de sa calotte glaciaire. D'après la tectonique des plaques, l'existence des fossés océaniques associés à des guirlandes d'îles est

l'expression superficielle de l'enfoncement de la lithosphère océanique sous les arcs insulaires. La friction provoque des déséquilibres qui se traduisent par des séismes localisés dans la plaque lithosphérique en train de couler dans l'asthénosphère. Du fait de l'évolution thermodynamique lente du système plaque plongeante-asthénosphère, un enfoncement continu de la plaque résulte en une évolution superficielle discontinue.

Applications de la gravimétrie aux recherches géologiques

Si l'on fait abstraction des applications à but industriel, et en particulier pour la recherche des hydrocarbures, les cartes gravimétriques peuvent être d'une aide précieuse aux études géologiques.

Une telle possibilité se fonde sur les différences de densité entre les types variés de roches. En général, les formations sédimentaires ne dépassent pas 2,66, les roches métamorphiques et ignées sont toujours supérieures à 2,65, et les roches fortement basiques atteignent 3. De telles valeurs correspondent à la partie superficielle de la croûte, c'est-à-dire celle qui intéresse précisément les études à caractère géologique.

A l'intérieur des couches sédimentaires, des différences notoires de densité peuvent exister entre les formations de sédimentation plus récentes, et donc moins compactes, et celles, plus anciennes, généralement plus lourdes. Il est possible ainsi de passer des valeurs de 1,5, ou en tous les cas de moins de 2, pour les matériaux à l'air libre, à 2,65 pour les calcaires compacts.

Les recherches géologiques qui peuvent être poursuivies à l'aide des mesures gravimétriques sont de types variés. Citons par exemple le repérage et l'étude des bassins sédimentaires, dans lesquels les terrains de remplissage ont en général une densité plus faible que celle des roches du fond. L'investigation de vastes zones dans lesquelles un soubassement est couvert de matériaux plus légers, est aussi très révélatrice; les anomalies de la gravité peuvent délimiter des zones en saillie (horst) ou en dépression (graben), et localiser les failles éventuelles associées à de telles structures. De même, les possibilités de découvrir des dômes de sel permettent souvent de repérer des gisements d'hydrocarbures, car ces derniers sont associés, dans certaines régions, aux premiers.

Si l'on passe aux anomalies de dimensions encore plus petites, on a affaire aux structures géologiques particulières, plus localisées; cela rentre davantage dans le domaine technique de la prospection géophysique.

GÉOMAGNÉTISME

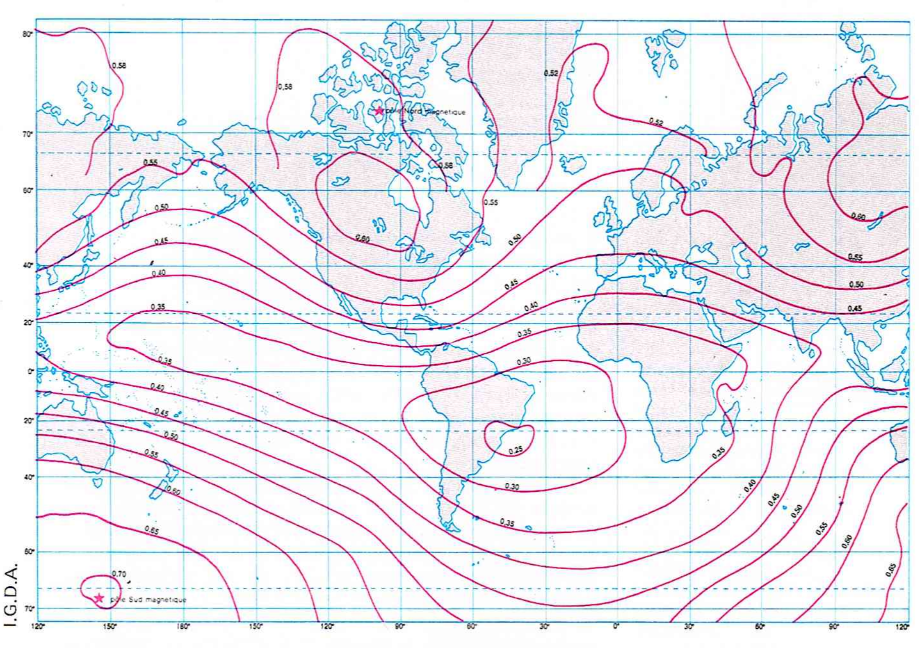
Le champ magnétique terrestre

En première approximation, le champ magnétique de la Terre peut être assimilé à celui d'un dipôle situé dans le noyau du globe, mais pas exactement en son centre. L'axe magnétique passe en effet à environ 1 200 km du centre de la Terre.

On peut définir le champ magnétique en tout point de la Terre par son **intensité** et sa **direction**. Cette dernière, à son tour, peut être décomposée en deux paramètres : la *déclinaison,* c'est-à-dire l'angle horizontal entre le champ et la direction du nord géographique, et l'*inclinaison,* qui est l'angle entre le champ et l'horizontale. Il existe des cartes qui donnent la répartition sur la surface du globe de l'intensité du champ, de la déclinaison et de l'inclinaison, et qui sont mises à jour périodiquement.

Les paramètres intéressants sont reportés au fur et à mesure sur ces cartes, et l'on trace les lignes de valeurs identiques : les lignes d'égales déclinaisons sont appelées *isogones,* celles d'égales inclinaisons *isoclines.* Les lignes qui représentent les valeurs d'une des composantes du champ, ou sa valeur totale, sont dites *isodynamiques.* On utilise souvent les composantes verticale et horizontale du champ au lieu de son intensité totale, c'est-à-dire, respectivement, la projection du champ sur la direction verticale et sur le plan horizontal.

Le champ magnétique prend ses valeurs maximales à proximité des pôles et décroît à mesure que l'on se rapproche de l'équateur. L'unité de mesure adoptée est l'*œrsted* et correspond à une ligne de force par centimètre carré; comme l'œrsted représente une grande unité, on préfère souvent mesurer le champ en *gammas,* 10^5 γ équivalant à 1 œrsted. La valeur maximale du champ se situe au voisinage du pôle Sud et est de l'ordre de 0,7 œrsted (70 000 γ) ; la valeur du champ n'est que de 0,33 œrsted (33 000 γ) près de l'équateur.



▲ *Cartes d'égale intensité du champ magnétique terrestre (mesures en œrsteds, établies en 1945).*

Les propriétés magnétiques des roches

La description du champ magnétique terrestre, telle qu'on vient de la donner, n'a de sens que si l'on se réfère aux valeurs moyennes. En effet, s'il est vrai que la source peut être schématisée en un dipôle situé à proximité du centre de la Terre, il existe par ailleurs des irrégularités très importantes qui ont leur origine dans la croûte terrestre. Ces irrégularités sont dues aux types variés de roches qui se comportent comme de petits dipôles disposés différemment suivant les régions. Cette distinction conduit à considérer en plus du *« champ dipolaire »,* qui rend compte de plus de 90 % du champ magnétique terrestre actuel, un *« champ non dipolaire ».*

Si l'on considère ce dernier en tout point de la Terre, on peut déterminer le champ magnétique par la quantité de flux magnétique créé. Le flux B, exprimé en gauss, et le champ H sont reliés par l'équation :

$$B = \mu H$$

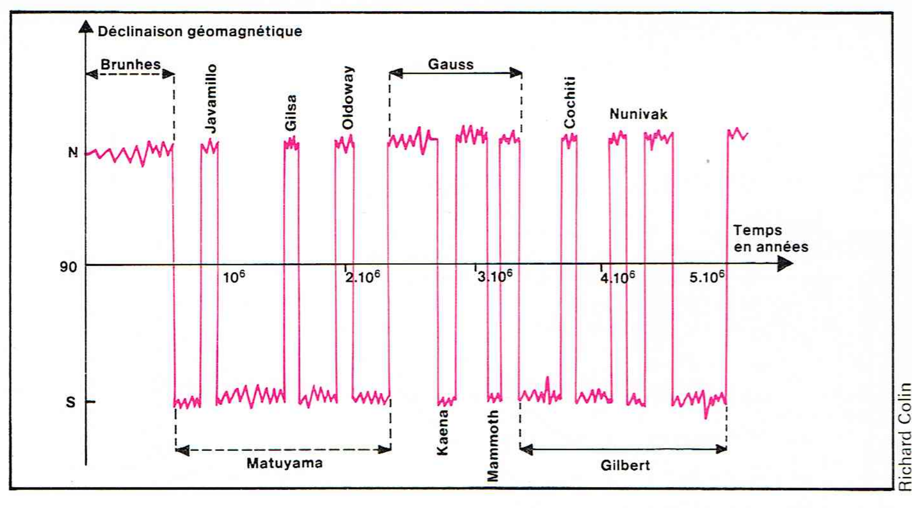
où μ est la perméabilité, c'est-à-dire la capacité d'un corps à faciliter le passage du flux.

Tout corps soumis à un champ magnétique tend à attirer ou à repousser le flux. Les corps qui concentrent le flux sont dits *paramagnétiques :* il y a apparition de pôles positifs aux points de sortie des lignes de force du champ ; ceux qui repoussent le flux sont dits *diamagnétiques :* ils présentent des pôles positifs aux points d'entrée des lignes de force du champ extérieur. Parmi les corps paramagnétiques, citons les métaux alcalins, le platine et le palladium, et la plupart des roches. Aux seconds corps se rattachent la majorité des gaz (sauf l'oxygène), l'eau, beaucoup de métaux et pratiquement tous les composés organiques. Dès que le champ magnétisant disparaît, ces deux types de corps perdent leur polarisation. On peut définir la *susceptibilité* (K) de ces roches, c'est-à-dire leur capacité à devenir aimantées, par le rapport de l'intensité de leur aimantation (I_m) à l'intensité du champ (H) en présence :

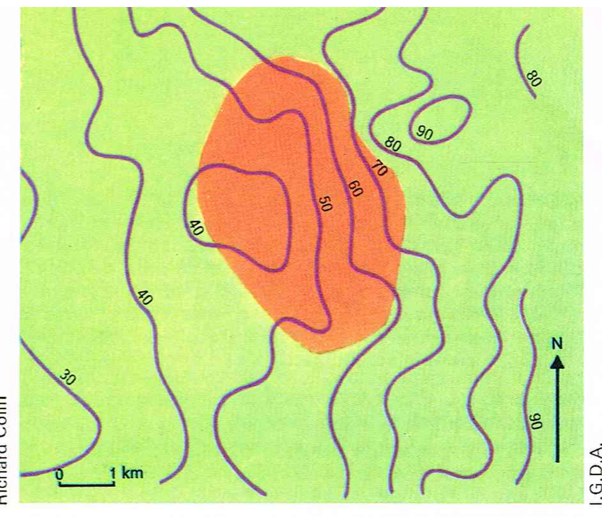
$$K = \frac{I_m}{H}.$$

Pour les corps diamagnétiques, K a une valeur très faible et même négligeable en prospection géophysique.

Parmi les roches dites paramagnétiques, certaines contiennent des *corps ferromagnétiques* (au sens large) comme le fer, le nickel, le cobalt et des composés comme la magnétite et la pyrrhotite. Leur perméabilité est fonction de l'intensité du champ. Si l'on place ces corps dans



Richard Colin



I.G.D.A.

▲ *A gauche, variations du champ magnétique terrestre pour les 5 · 10^6 dernières années. A droite, carte de l'anomalie magnétique négative existant au-dessus d'un diapir de sel au Texas (en orangé). Les lignes bleues indiquent l'augmentation, vers la droite, de l'intensité de la composante verticale du champ magnétique terrestre mesuré en gammas (10^{-5} œrsted); l'irrégularité des lignes dans la zone centrale du dessin est provoquée par l'existence dans le sous-sol d'un diapir salin dont le sommet est à une faible profondeur (d'après Peters).*

un champ magnétique et que l'on ramène ensuite l'intensité du champ à zéro, une partie de l'aimantation induite subsiste : il y a *aimantation rémanente.* Les corps capables d'acquérir une telle aimantation sont dits *magnétiques.*

Les degrés de magnétisation des roches dépendent surtout de la proportion de magnétite qui entre dans leur composition. En effet, les gisements de ce minéral produisent de telles variations dans l'intensité et la direction du champ magnétique terrestre qu'une simple boussole suffit à les mettre en évidence. Les roches les plus magnétiques sont les roches ignées à composition basique comme le gabbro (susceptibilité magnétique 0,001) et le basalte (0,003) ; les granites sont moyennement magnétiques. Les roches sédimentaires comme les argiles et les calcaires se situent au bas de l'échelle.

Par conséquent, l'étude des irrégularités du champ magnétique terrestre, auxquelles on attribue le nom d'*anomalies,* par analogie avec la gravimétrie, permet d'explorer les caractéristiques de la surface de séparation entre les roches sédimentaires et le socle cristallin sur lequel elles s'appuient.

Le paléomagnétisme

L'utilisation du magnétisme rémanent des roches pour l'étude du champ géomagnétique dans le passé constitue ce qu'on appelle le *paléomagnétisme.* C'est aux scientifiques français L. Néel de l'université de Grenoble et E. Thellier de l'université de Paris, ainsi qu'au Japonais T. Nagata, que le paléomagnétisme doit son fondement physique. Vers les années 1950, les écoles britanniques dirigées par P. M. S. Blackett et S. K. Runcorn donnèrent au paléomagnétisme une valeur plus importante.

Les roches contenant des minéraux ferromagnétiques en quantité suffisante possèdent une aimantation permanente qu'elles ont acquise par un des 5 mécanismes suivants.

— Lorsqu'une roche ignée se refroidit de son point de Curie (température au-dessus de laquelle la roche perd la plus grande partie de son aimantation) à une température inférieure, elle acquiert une aimantation qui est, dans la majorité des cas, parallèle au champ ambiant. C'est l'*aimantation thermorémanente,* notée *A. T. R.*

— Les roches sédimentaires sont formées à partir de sédiments d'abord en suspension dans l'eau (de mer, de lac ou de rivière) et dont les grains s'orientent parallèlement au champ ambiant, au moment du dépôt. C'est l'*aimantation rémanente détritique.*

— Les minéraux qui subissent des modifications chimiques (métamorphisme, diagenèse...) peuvent s'orienter parallèlement au champ ambiant, après que la roche a été formée. C'est l'*aimantation rémanente chimique.*

— Lorsqu'on expose une roche à un champ magnétique pendant un temps très court, à température ordinaire, elle acquiert une *aimantation rémanente isotherme,* notée *A. R. I.*

— Enfin, si l'on place une roche pendant longtemps dans un champ magnétique, même faible, à basse température T, elle acquiert une aimantation proportionnelle à log T, appelée *aimantation rémanente visqueuse.*

Par différents procédés (démagnétisation par champ alternatif, démagnétisation thermique), on cherche à éliminer dans l'échantillon considéré les aimantations parasites (en particulier l'A. R. I. et l'aimantation rémanente visqueuse) pour étudier l'aimantation acquise lors de sa formation. On peut ainsi déterminer, sur l'échantillon préalablement orienté, la direction du champ géomagnétique qui régnait sur le globe à ce moment-là.

En prélevant des échantillons dont l'âge s'étend de 10^5 à 10^6 années et en établissant une moyenne des paramètres magnétiques mesurés, on a pu montrer que tout se passe comme si le champ magnétique terrestre avait toujours eu une géométrie dipolaire centrée sur la Terre. La mesure de la déclinaison et de l'inclinaison de l'aimantation rémanente a également permis de déterminer la position du pôle par rapport à celle du bloc sur lequel ont été prélevés les échantillons. Les résultats ont révélé que les pôles mesurés dans les roches anciennes ne correspondent pas au pôle Nord actuel. En traçant la courbe du déplacement polaire, Runcorn s'aperçut que la courbe obtenue par l'étude du « magnétisme fossile » des roches américaines s'écartait vers l'ouest de celle des roches européennes. Cette constatation ne s'accordait pas avec l'existence du dipôle géomagnétique axial. On fut donc conduit à expliquer le dédoublement des courbes de déplacement polaire par celui d'un seul continent en deux autres : l'Amérique et l'Europe. Cette découverte vint renforcer l'hypothèse de Wegener et fut le point de départ du renouveau de la théorie de la dérive des continents. Les recherches entreprises depuis dans de nombreux pays vinrent corroborer cette théorie.

Par ailleurs, les études sur le paléomagnétisme des laves récentes ont montré que le champ magnétique terrestre semblait avoir subi des « inversions » (changement de sens sans changement appréciable de direction) au cours du temps. Au début des années 1950, cette découverte fut controversée par des géophysiciens qui s'appuyaient sur le fait que certaines roches peuvent acquérir une aimantation rémanente de direction opposée à celle du champ ambiant *(phénomène d'auto-inversion).* Néanmoins, de nombreuses recherches permirent de démontrer la simultanéité des inversions du pôle magnétique terrestre à l'échelle du globe.

Quatre périodes magnétiques principales furent découvertes dans le proche passé de la Terre. Chacune avait une durée de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années, ce qui laissait supposer un phénomène périodique d'inversion. En 1963, on baptisa chaque époque du nom de celui qui l'avait découverte. Il y aurait donc :

— la *période de Brunhes,* caractérisée par une polarité « normale », qui remonte de l'époque actuelle jusqu'à 700 000 ans environ ;

— la *période de Matuyama,* dite « inversée », qui s'étale de 700 000 à 2,4 millions d'années ;

— la *période de Gauss,* de 2,4 à 3,3 millions d'années, caractérisée par un retour à la normale ;

— enfin la *période inverse de Gilbert,* de 3,3 à 4,05 millions d'années.

Plus tard, on découvrit qu'il y avait eu des inversions de durée beaucoup plus courte. On les appela « événements » et on leur attribua le nom du lieu de leur découverte : événement « inverse » de Mammoth durant la période normale de Gauss, événements « normaux » de Javamillo et d'Oldoway durant la période inverse de Matuyama, et ainsi de suite.

D'une manière générale, on distingue : des *périodes normales* caractérisées par un champ de même sens que le champ actuel, et des *périodes inverses,* avec un champ de sens contraire à celui du champ actuel.

Vers 1960, des mesures du champ géomagnétique au-dessus des océans ont montré que des anomalies magnétiques s'étiraient alternativement en bandes positives et négatives, au-dessus des rides médio-océaniques. Deux jeunes chercheurs britanniques, F. J. Vine et D. H. Matthews, attribuèrent ce phénomène à la création continue de basaltes dans l'axe des rides qui, par suite de

l'écartement progressif des côtés de la ride, se seraient formées durant les périodes successives de champs « normal » et « inverse », en acquérant le champ magnétique ambiant lors de leur refroidissement. Cette hypothèse s'accorde parfaitement avec la théorie de l'expansion des fonds océaniques et les inversions du pôle magnétique.

Dès 1966, des carottages effectués dans les mers antarctiques ont révélé une succession de couches à aimantation opposée qui recoupait en tout point (pour les 4,5 millions d'années que l'on a pu ainsi explorer) la chronologie des inversions du pôle magnétique, obtenue à partir du paléomagnétisme des roches continentales. Par conséquent, chaque bande d'anomalies magnétiques correspond à la durée d'une époque déterminée, ce qui permet de les dater par comparaison avec la radiodatation de roches continentales. La vitesse d'expansion des fonds océaniques a ainsi pu être estimée à environ 1 cm/an de chaque côté de la ride. D'autre part, la description du profil magnétique sur toute la largeur de l'océan Atlantique a permis à J. Heirtzler d'établir une échelle d'inversion couvrant plus de 75 millions d'années. D'après cette échelle, les inversions sont réparties très irrégulièrement dans le temps (en moyenne une inversion tous les $4 \cdot 10^5$ années pour les derniers millions d'années) ; le rythme de ces changements est beaucoup plus lent dans le passé. Pendant le Permien par exemple, une seule inversion a été observée.

Les variations du champ magnétique terrestre

Comme on a pu le constater avec le paléomagnétisme des roches, le champ magnétique terrestre n'est pas constant. Sa valeur et sa direction sont influencées par de nombreuses causes qui ne sont pas encore toutes connues de manière satisfaisante, mais dont certaines peuvent être comprises. Il est en effet évident qu'un phénomène géologique quelconque qui provoque un changement dans l'état des choses, comme la formation d'une chaîne de montagnes ou l'intrusion de matériaux volcaniques, doit causer, au moins localement, une variation du champ magnétique.

Toutefois, il existe également des phénomènes plus généraux qui concernent tout le globe. Les variations du champ magnétique terrestre sont de trois types : une variation séculaire, des variations régulières, périodiques et de courte durée, des variations à caractères irréguliers.

Pour mettre en évidence les *variations séculaires,* on peut examiner les mesures paléomagnétiques des roches. Outre l'inversion des pôles, ces analyses montrent, par exemple, que la valeur de la déclinaison à Londres est passée d'environ 11°,5 est en 1580 à 8° est en 1600 pour atteindre la valeur de 24° ouest en 1800. D'une façon générale, on constate que le champ non dipolaire dérive vers l'ouest à la vitesse moyenne de 0°,2 de longitude par an. Il existe aussi des variations de l'intensité totale mondiale du champ dipolaire. Au cours du siècle dernier, on a en effet enregistré une décroissance d'intensité de 0,04 % par an. De tels changements, d'une année à l'autre, dans l'ensemble des champs dipolaires et non dipolaires constituent la *variation séculaire.*

Le champ magnétique terrestre subit également des *variations régulières,* de période plus courte, comme les *variations diurnes.* Leur amplitude dépend de la latitude et de l'activité solaire. Leur mode d'évolution dans le temps est fonction de la position du Soleil, c'est-à-dire, par exemple, que la valeur maximale de la variation est la même pour un temps local donné, en n'importe quel point de la Terre. C'est la raison pour laquelle les graphiques, qui représentent l'allure du champ magnétique en deux points différents du globe, sont décalés d'un intervalle de temps égal à la différence entre les heures locales. Les variations diurnes sont importantes de jour et négligeables de nuit; les décalages sont donc étroitement liés à l'activité solaire. De plus, il existe des *fluctuations saisonnières,* avec une intensité nettement plus marquée en été qu'en hiver.

Enfin, il y a des *variations irrégulières,* pratiquement imprévisibles, que l'on appelle communément *tempêtes magnétiques.* Les variations du champ magnétique terrestre, et en particulier de sa composante horizontale, indiquent que ces orages débutent brusquement, jusqu'à des valeurs maximales, positives par rapport à la valeur normale; puis les valeurs décroissent graduellement jusqu'à ce qu'elles deviennent relativement négatives pour ensuite revenir à la normale, mais avec beaucoup de lenteur, c'est-à-dire en un temps de plus de 50 heures. Les amplitudes de ces perturbations, qui surgissent presque simultanément sur toute la surface du globe, sont beaucoup plus importantes sous les latitudes polaires; elles peuvent atteindre 0,02 œrsted.

Nous aborderons la raison de ces variations par la suite.

L'électricité terrestre

La Terre, soit dans sa partie solide et liquide, soit dans son atmosphère, est le siège de courants électriques, dont une grande partie sont liés aux variations du champ magnétique.

Pour la plupart des roches, la conductivité est influencée en majorité par l'eau contenue dans les pores. Si bien que les roches poreuses ont en général une conductivité plus importante que les roches compactes (ces dernières sont en grande partie des roches ignées et métamorphiques). L'eau de la mer constitue l'ensemble le plus conductif qui existe sur Terre, la valeur de la résistivité (qui est le contraire de la conductivité) est de 210 ohms.cm. Parmi les roches les plus conductibles, on trouve les argiles avec des valeurs variables de la résistivité de 200 à 10 000 ohms.m. Les valeurs de la résistivité des calcaires varient de 20 000 à 400 000 ohms.m, avec des maximums atteignant 6 000 000 et plus. Il est difficile d'attribuer des valeurs très précises, à cause de la forte influence exercée par l'eau contenue dans ces roches. Les roches ignées et métamorphiques peuvent avoir des résistivités plus grandes, mais il n'est pas possible de définir de limites.

Dans l'atmosphère, la conduction électrique dépend du degré d'ionisation, c'est-à-dire du nombre de particules chargées contenues par unité de volume. Certaines de ces particules sont des électrons libres, d'autres sont des atomes, des molécules, ou des grains de poussière ou autres agrégats colloïdaux. Ces particules peuvent être chargées aussi bien positivement que négativement, puisque, lorsqu'un électron se libère, il laisse un atome (ou molécule) porteur d'une charge globale positive. Le degré d'ionisation de l'air varie beaucoup avec l'altitude, avec l'heure et avec la latitude. L'ionisation est faible à proximité de la surface terrestre (de l'ordre de 1 million d'ions par centimètre cube). A 65 km d'altitude au-dessus de l'équateur, l'ionisation commence à augmenter. Vers 100 km on enregistre une très forte élévation qui décuple le nombre d'ions. Un phénomène similaire se vérifie à partir de 190 km d'altitude, avec un maximum à 220 km et un autre à 300 km d'altitude. Ces trois zones d'accroissement rapide de l'ionisation sont appelées respectivement couches E, F_1 et F_2; la dernière de celles-ci existe seulement de jour.

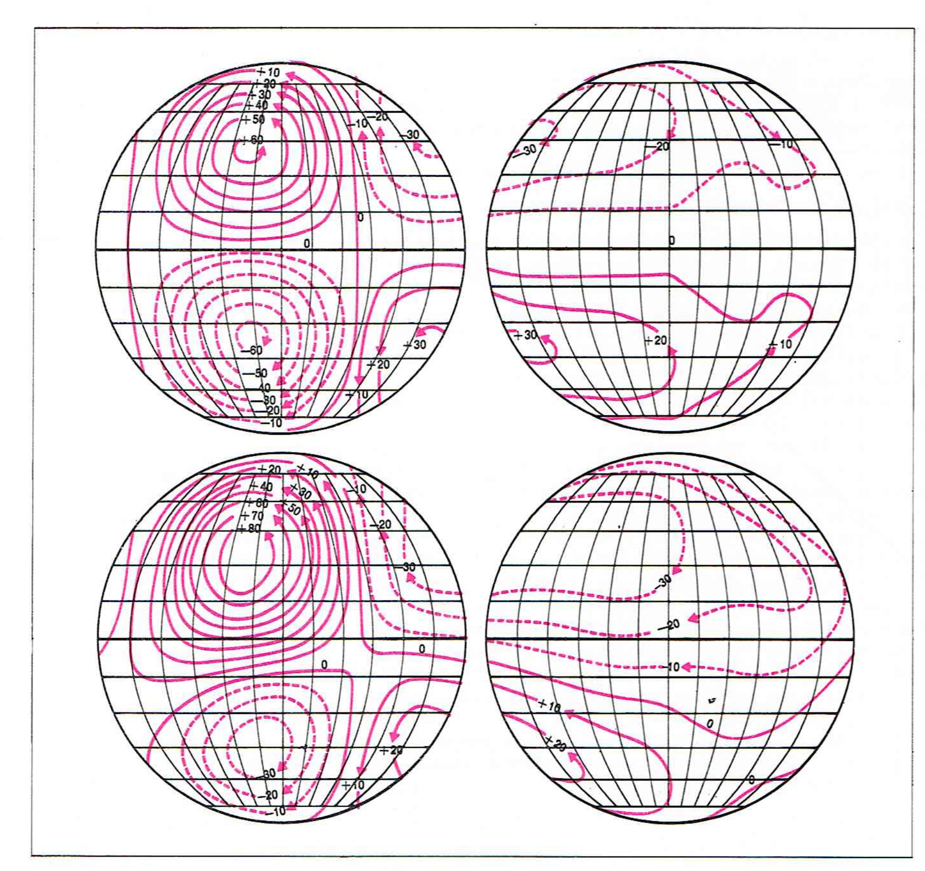
Le phénomène de l'ionisation est dû aux radiations ultraviolettes et aux rayons cosmiques provenant du Soleil. Au-dessous de 80 km, la conduction ionique prédomine, tandis qu'au-dessus de cette altitude il existe beaucoup d'électrons libres, en raison de la densité faible de l'atmosphère, et l'on a affaire à la conduction électronique.

Les relations entre les courants électriques et le champ magnétique

Les courants électriques qui existent dans l'atmosphère sont en corrélation étroite avec la position du Soleil et, en partie, avec la Lune. En effet, tous les deux produisent, grâce à l'attraction newtonienne, des « marées atmosphériques » et donc des déplacements de particules ionisées, lesquels constituent précisément des courants électriques. De plus, surtout à haute altitude, le rayonnement solaire a un effet ionisant sur les molécules contenues dans l'air. Par conséquent, la configuration des courants atmosphériques est fonction de l'heure solaire, c'est-à-dire qu'elle suit l'évolution diurne du Soleil autour de la Terre.

Par ailleurs, le champ magnétique, facilement mesurable à la surface du globe, s'étend à son intérieur et vers l'extérieur jusque très loin de la Terre. La forme de ces lignes de champ dépend de l'interaction entre le champ et le flot de plasma continu ou *vent solaire* (composé d'électrons, de protons et d'hélions, ou noyaux d'atomes d'hélium) émis par le Soleil.

Lorsque le vent solaire — bon conducteur de l'électricité — pénètre dans la zone où les effets du champ terrestre ne sont plus négligeables, ses trajectoires sont déviées. Il s'ensuit un système de courants (ou interaction



▲ *Lignes des courants électriques dans l'atmosphère responsables des variations du champ magnétique terrestre : à gauche pendant le jour, à droite pendant la nuit; en haut à l'époque des équinoxes, en bas en juin (solstice d'été pour l'hémisphère boréal).*

électromagnétique) qui empêchent les deux milieux de se mélanger aisément : le champ terrestre produit un courant induit dans le plasma, ce qui entraîne une induction magnétique s'opposant à l'induction terrestre. Le vent solaire presse les lignes de force du champ magnétique terrestre, qui sont comprimées du côté jour (jusqu'à 10 rayons terrestres) et étirées du côté anti-solaire (d'environ 500 rayons terrestres). Cette région ainsi délimitée constitue la *magnétosphère*. Les lignes de champ se referment sur elles-mêmes aux basses latitudes : elles traversent la surface de la Terre en deux points conjugués en partant d'un hémisphère et en revenant sur l'autre. A haute latitude, elles se brisent et ne se rejoignent plus. Elles se subdivisent alors en 2 sous-régions. Par la région du pôle, dans la direction du Soleil, le vent solaire pénètre dans la haute atmosphère et influence ainsi notre climat. Dans la direction opposée, les lignes de champ de la calotte polaire sont ouvertes et connectées au champ magnétique interplanétaire. La configuration de la magnétosphère, en cône au sommet arrondi, n'est pas statique : elle varie légèrement au rythme des journées et de façon plus importante au rythme des saisons (variations régulières). Il peut y avoir des variations irrégulières très rapides et intenses dues à des éruptions solaires.

En fait, la limite de la magnétosphère, appelée *magnétopause,* résulte de l'équilibre entre la pression cinétique du vent solaire et la pression magnétique du champ, ce champ étant à son tour dû au champ magnétique terrestre et à celui que produisent les courants électriques circulant à la surface de cette magnétopause. Des perturbations dans l'énergie du vent solaire déclenchent des tempêtes magnétiques en provoquant une différence de potentiel entre les côtés est et ouest de la face diurne de la magnétosphère. Le champ électrique ainsi formé entraîne des particules ionisées des régions externes vers les régions internes de la magnétosphère. Ce flot de plasma contourne la Terre en créant à la fois un anneau

I.G.D.A.



▶ *Une aurore polaire photographiée par l'engin spatial « Galileo » dans la nuit du 19 janvier 1968.*

de courant électrique dans le plan équatorial et une série de courants alignés le long des lignes de force qui se referment dans l'ionosphère des régions polaires. La précipitation des particules énergétiques qui s'ensuit est à l'origine des aurores lumineuses et des perturbations ionosphériques.

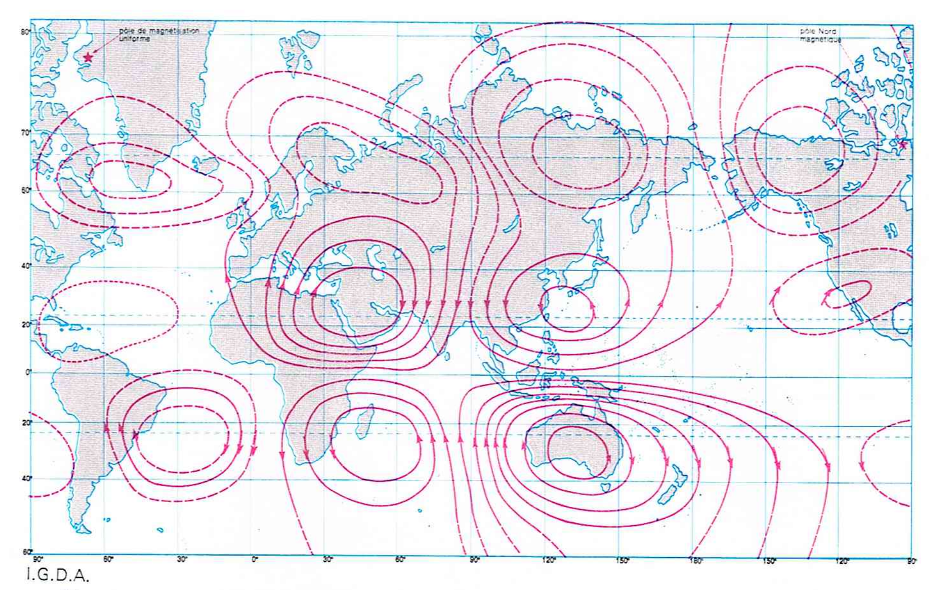
Les 2/3 des variations du champ magnétique sont liés aux courants atmosphériques. Le dernier tiers est dû aux courants électriques qui circulent à la surface du sol. Ces courants telluriques suivent également l'évolution du Soleil autour de la Terre. Une telle analogie entre les courants électriques existant dans l'atmosphère et les courants telluriques suggère d'attribuer l'origine du champ magnétique à des courants électriques circulant dans le noyau constitué de fer en fusion.

Des physiciens comme W. M. Elsasser et E. Bullard ont proposé un mécanisme de dynamo auto-excitatrice : des mouvements de matière provoquent un champ électrique d'induction ; les courants électriques ainsi créés génèrent un champ magnétique selon un processus magnéto-hydrodynamique. En fait, selon cette théorie, le noyau peut être comparé à l'armature d'un générateur électrique dans laquelle se produisent des phénomènes d'auto-excitation. L'énergie nécessaire au maintien soit des mouvements de matière, soit des courants électriques, serait due aux différences de température existant entre deux points situés à l'intérieur de la Terre, elles-mêmes engendrées par les désintégrations radio-actives. Mais un tel modèle n'explique pas les inversions de polarité.

En 1958, Rikitake a constaté qu'un système double de dynamos, tel que le courant de l'une alimente le circuit de l'autre, et réciproquement, présente des variations périodiques dans le champ magnétique qu'il produit. Cela peut même conduire à des inversions de polarité. Mais cet appareillage ne rend pas compte du noyau fluide et de la force de Coriolis. Herzenberg a alors proposé un système double couplé se rapprochant plus de la réalité : deux sphères conductrices (cellules de convection) tourneraient dans une autre (noyau), également conductrice, ce qui permettrait d'associer des fluctuations d'intensité avec des basculements périodiques.

Causes du champ non dipolaire. Une autre explication des variations séculaires a amené des chercheurs comme M. Hide et M. Malin à attribuer le champ magnétique terrestre à deux origines distinctes : le champ dipolaire serait produit par le mouvement de fer en fusion dans le noyau fluide, et le champ non dipolaire par des déplacements de matière s'effectuant dans l'interface noyau-manteau. Ils ont établi l'image à un instant donné du champ non dipolaire, tel qu'il existait en 1965, en éliminant le champ dipolaire du champ magnétique terrestre total. On a ainsi une carte hypsométrique du champ non dipolaire, qui fait ressortir une série de zones à formes irrégulières. D'après eux, ce champ non dipolaire est dû aux tourbillons qui se produisent à la périphérie du noyau, et seule la forme spéciale de l'interface noyau-manteau pourrait permettre à ces tourbillons de se produire. Par conséquent, s'il existe des « bosses » à cet endroit, il en résulte une forme particulière du champ magnétique non dipolaire observé à la surface du sol.

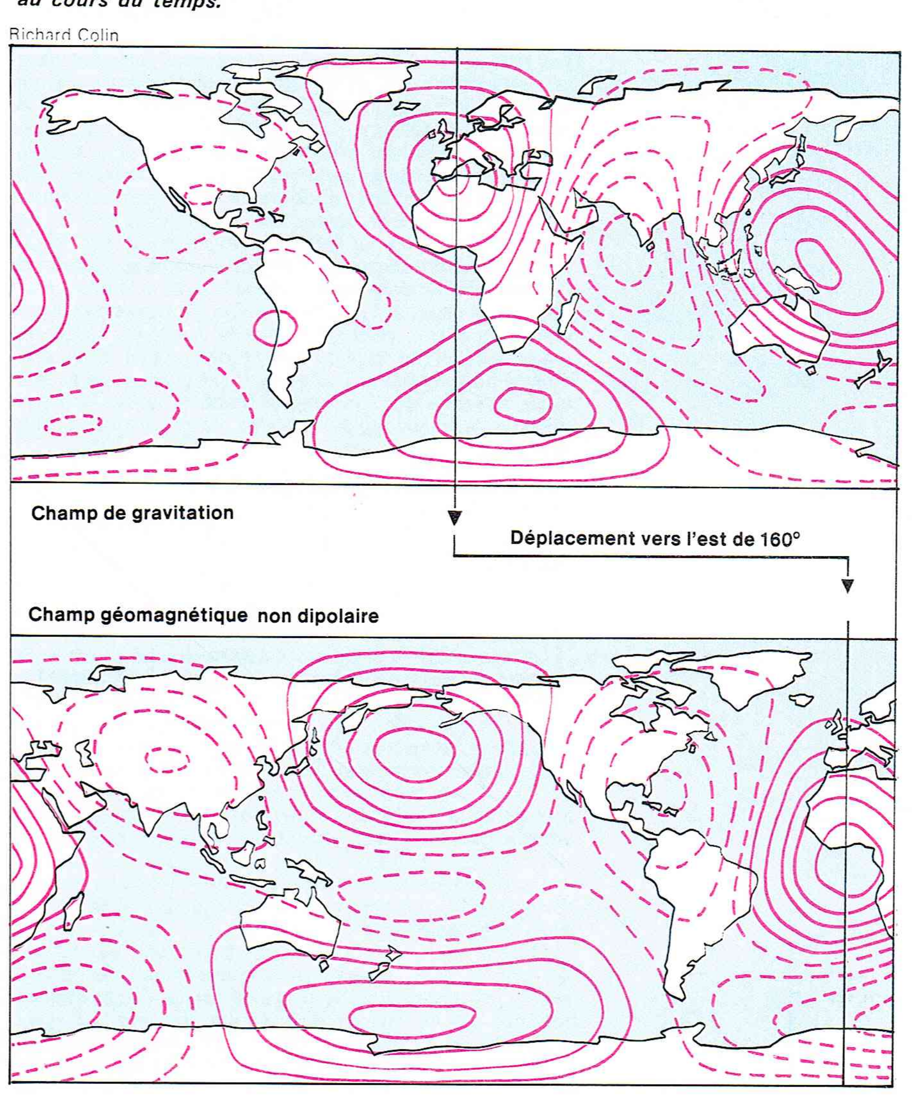
Par ailleurs, en se fondant sur la différence entre le noyau et le manteau, on peut facilement démontrer que des ondulations d'environ 1 km de hauteur se trouvant à quelques milliers de kilomètres de profondeur devraient avoir un effet sensible, bien que non prépondérant, sur la distorsion du champ de gravitation observée à la surface de la Terre. Et si l'on admet que les deux champs, celui de gravitation et le champ magnétique non dipolaire, sont modifiés par les bosses, alors on doit s'attendre à constater un certain degré de corrélation entre les deux mesures. Selon Hide et Malin, cette corrélation existe effectivement. Avec un écart de 160° en longitude entre les deux champs, une analyse mathématique confirme que le degré de corrélation est d'environ 84 %. Pour expliquer cette différence de phase de 160°, il faut revenir au problème soulevé par les variations du champ magnétique non dipolaire. Alors que le champ de gravitation et la forme des bosses sont restés constants, le champ non dipolaire a dérivé vers l'ouest (variation séculaire). Il s'ensuit que le champ magnétique est beaucoup moins bien relié à la position des bosses que le champ de gravitation, et, en fait, l'angle de déphasage entre les deux est passé de 130° en 1850 à 160° de nos jours.


I.G.D.A.

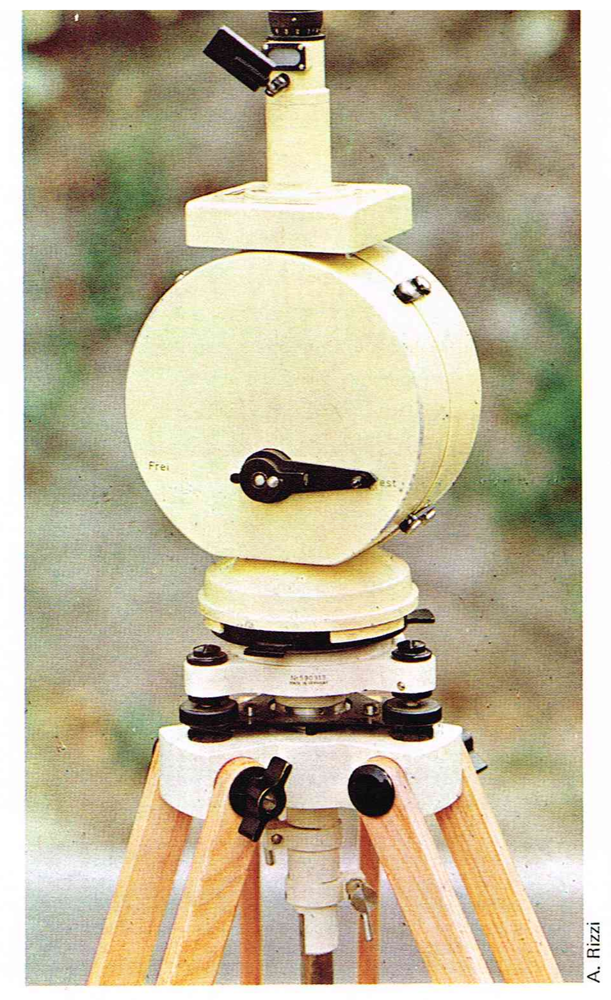
▲ ***Circulation des courants telluriques lorsqu'il est 6 heures au méridien de Greenwich.***

▼ ***Cartes hypsométriques du champ de gravitation et du champ magnétique non dipolaire à la surface de la Terre en 1965. On constate un haut degré de corrélation entre les deux champs, quand la différence de longitude entre les deux observations est de 160°, bien que la valeur de cet angle varie au cours du temps.***

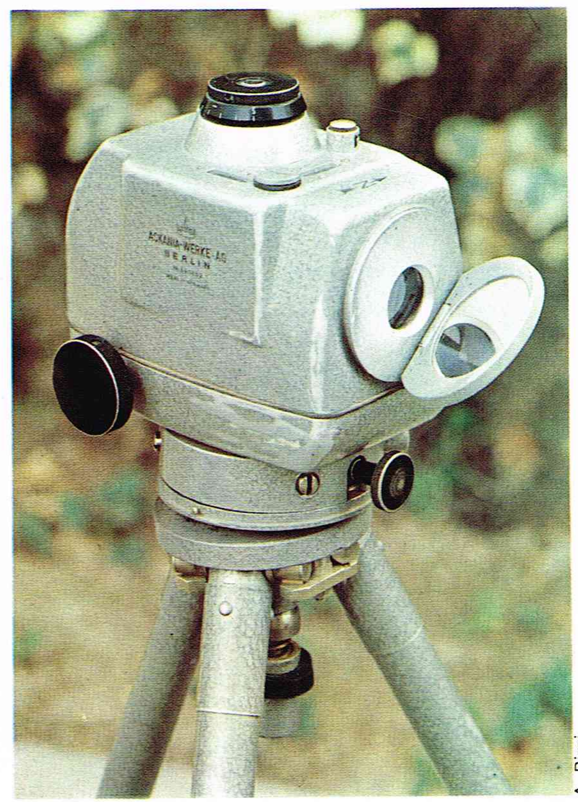
Richard Colin



▶ *Les balances de Schmidt (à gauche) et de Haalck (à droite) sont fondées sur la mesure de la position d'équilibre d'une aiguille aimantée, laquelle est soumise à l'action du champ magnétique et à celles de forces mécaniques.*



A. Rizzi



A. Rizzi

Les corrélations entre les deux champs sont généralement admises mais elles ne suffisent pas à prouver l'existence des bosses, car un processus différent pourrait fort bien affecter de la même manière les deux champs. M. A. Khan et G. P. Woollard, de l'Institut hawaïen de géophysique, pensent, par exemple, que cette corrélation pourrait provenir des anomalies thermiques dans le manteau supérieur, qui engendreraient des variations de densité et des phénomènes d'induction. Mais pour le moment, la balance penche en faveur des bosses ; elles provoquent l'entraînement l'un par l'autre du noyau et du manteau, et leur permettent ainsi de tourner ensemble, autour de l'axe de rotation de la Terre, comme la jante et le pneu d'une roue de bicyclette. La partie externe du noyau ayant une vitesse angulaire plus faible que le manteau, ce découplage mécanique expliquerait la dérive vers l'ouest du champ non dipolaire. Toutefois, il est prudent de se souvenir qu'en ce qui concerne le globe terrestre, la preuve absolue de beaucoup de théories n'a pas encore pu être fournie.

Les instruments géomagnétiques et géoélectriques

On dénombre une grande quantité d'instruments géomagnétiques et géoélectriques, instruments qui ont subi des modifications importantes au cours du temps, autant du point de vue de la perfection technique que des principes de fonctionnement.

Le plus simple d'entre eux est l'**aiguille aimantée,** qui indique la direction du champ. Pour mesurer l'intensité du champ, on utilise encore ce dispositif simple : il suffit d'observer l'angle d'oscillation produit par l'aiguille lorsqu'elle est soumise simultanément à l'action du champ magnétique terrestre et à celle d'un champ artificiel de comparaison, créé par un aimant d'intensité connue. L'instrument qui a été conçu dans ce dessein est le **magnétomètre de déviation,** mais il n'est guère employé de nos jours.

D'autres types d'instruments ont été construits de façon à mesurer les valeurs absolues du champ magnétique ou bien à en déterminer les variations.

Le plus ancien est l'**inducteur terrestre,** qui consiste en une bobine animée d'un mouvement de rotation rapide, devenant ainsi le siège de forces électromotrices induites par le champ magnétique terrestre. La valeur mesurée de la tension induite est proportionnelle à l'intensité du champ et en donne donc la détermination.

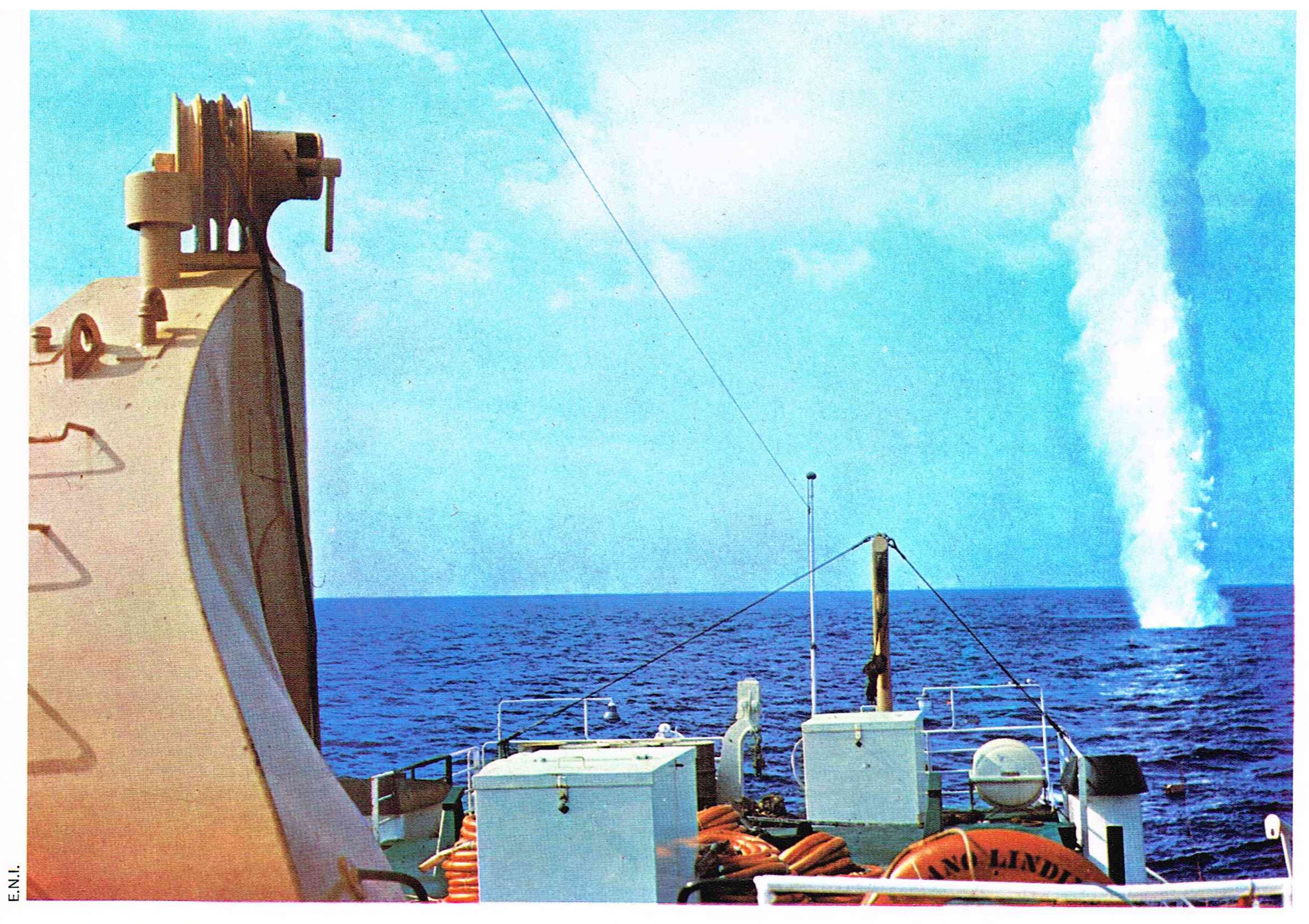
Les **balances de Schmidt et de Haalck** sont fondées sur la mesure de la position d'équilibre d'une aiguille aimantée, laquelle est soumise à l'action du champ magnétique et à celle de forces mécaniques. Ces forces mécaniques sont constituées par l'unique force de gravité dans les balances du type Schmidt ; tandis que, pour les balances du type Haalck, la tension élastique de torsion d'un fil en suspension intervient également. Il est nécessaire d'orienter les appareils par rapport à la direction du champ et d'adopter un système de compensation pour les changements de température. On peut alors mesurer les variations des deux composantes verticale (avec la balance de Schmidt) et horizontale (avec celle de Haalck) du champ avec une précision de l'ordre de 2 à 3 gammas.

Ces appareils ont été supplantés par trois autres types qui permettent d'obtenir des mesures plus précises et continues, de sorte qu'elles puissent être effectuées en automobile, en bateau ou en avion.

Le premier de ces instruments aérotransportables a été le **magnétomètre à induction,** d'une sensibilité de l'ordre du gamma. Il exploite les propriétés du permalloy, alliage de fer et de nickel à haute perméabilité magnétique. Le fonctionnement des circuits induits, influencé par le champ magnétique terrestre, produit des noyaux de permalloy accusant une différence de saturation. C'est ce déphasage qui permet de mesurer les perturbations magnétiques du champ total.

On obtient une sensibilité du même ordre, suffisante pour la recherche minière, avec le **magnétomètre à résonance nucléaire** (dit à protons) qui utilise le moment magnétique des noyaux d'hydrogène. Ces noyaux, contenus dans une simple bouteille d'eau, sont soumis à un champ magnétique artificiel, ayant une direction opposée à celle du champ magnétique terrestre et une intensité beaucoup plus forte. Ils prennent alors pratiquement la direction du champ artificiel. Si l'on supprime brusquement ce champ, les noyaux reviennent à leur première orientation, c'est-à-dire à celle du champ magnétique terrestre. Ce passage s'effectue selon une précession dont la période est fonction de l'intensité du champ terrestre.

Une précision supérieure peut être obtenue avec le **magnétomètre à pompage optique** (d'une sensibilité de l'ordre du 1/10 de gamma). Cet appareil utilise la mesure de chaque fréquence de résonance moléculaire, laquelle dépend de l'intensité du champ magnétique terrestre.



E.N.I.

▲ ***Les méthodes de prospection géophysique permettent de déceler les hétérogénéités du sous-sol et d'en préciser la nature ou la disposition des roches. Ici, relevés séismiques de la structure tectonique sous le fond de la mer Adriatique.***

PROSPECTION GÉOPHYSIQUE

La prospection géophysique, ou géophysique appliquée, n'a guère commencé à se développer que depuis une soixantaine d'années. Ses objectifs sont les mêmes que ceux de la géologie appliquée, car elle s'intéresse également à la connaissance du sous-sol. Lorsque les problèmes, toujours posés en termes géologiques, sont soumis à la géophysique appliquée, ils ont déjà été examinés par la géologie, laquelle a tiré toutes les conclusions possibles à l'aide des données mises à sa disposition. Ces dernières résultent généralement d'observations effectuées sur la surface du terrain. Le rôle de la prospection géophysique est précisément de lever les indéterminations qui subsistent, en mesurant en surface des phénomènes qui dépendent en fait de la structure profonde du sous-sol.

Les premières tentatives de prospection géophysique furent effectuées au moyen d'instruments magnétiques, pour la mise en évidence de minéraux de fer. La recherche de pétrole donna une impulsion décisive au développement des deux méthodes principalement utilisées à cette fin, à savoir la gravimétrie et la séismologie. Ces dernières permettent, en effet, de déterminer la position dans le sous-sol des structures géologiques favorables à l'accumulation d'hydrocarbures. La prospection géophysique s'est révélée également fort utile dans d'autres domaines tels que la recherche des minéraux, l'hydrogéologie, les travaux d'urbanisme ou de génie civil, cette liste étant loin d'être exhaustive; il n'est pas jusqu'aux recherches archéologiques qui ne puissent faire appel à la géophysique.

Les méthodes de prospection géophysique permettent de déceler les hétérogénéités du sous-sol et de préciser de cette façon la nature ou la disposition des roches. S'il y a en effet des différences de densité, le champ gravitationnel doit présenter des caractéristiques anormales qui les reflètent. De même, il peut exister dans la partie superficielle de l'écorce terrestre des variations de perméabilité magnétique, de conductivité électrique ou de rigidité susceptibles d'influencer les valeurs mesurées en surface.

Les mesures effectuées à l'intérieur de la croûte, par l'intermédiaire de forages, sont dues à des *carottages géophysiques*.

On peut subdiviser les méthodes de prospection, suivant la constante physique à laquelle le prospecteur s'intéresse.

— Les *méthodes gravimétriques* étudient la répartition de la densité dans le sous-sol, par des mesures de gravité effectuées à la surface.

— Les *méthodes magnétiques* cherchent à mettre en évidence les variations de la susceptibilité magnétique des roches ou de certains minerais, à travers les mesures du champ magnétique terrestre.

— Les *méthodes séismiques* observent le mode de propagation des ondes élastiques, en étudiant la structure du sous-sol en termes de constantes mécaniques (module d'élasticité, coefficient de Poisson, module de cisaillement).

— Les *méthodes électriques* opèrent en surface en mesurant les différences de potentiels électriques, naturels ou artificiels, dans le dessein de connaître la répartition en profondeur des résistivités électriques.

— Les *méthodes radio-actives* utilisent des déterminations radiométriques.

— Les *carottages géophysiques,* avec lesquels, comme on l'a déjà vu, on effectue des mesures le long des parois des trous de sonde, permettent d'obtenir des données sur la composition des parois elles-mêmes et sur celle des formations situées à une certaine distance de ces dernières.

Toutefois il est nécessaire d'ajouter que l'étude de la répartition des paramètres physiques, déterminés dans le sous-sol, ne représente pas l'ultime but des relevés géophysiques. En effet, les résultats n'ont de sens que si les variations dans les susdites constantes correspondent aussi à des différences lithologiques, qui intéressent la recherche pour laquelle le relevé géophysique a été effectué. Par exemple, si une variation de la résistivité électrique dans la masse d'un calcaire est due à des différences d'humidité, sans influence appréciable sur les caractéristiques mécaniques de la roche, le relevé électrique ne sera utile que dans le cadre des recherches hydrologiques, pour lesquelles on désire précisément connaître l'état d'humidité de la roche.

▶ *Appareillage permettant des relevés séismiques à terre (côte de l'Adriatique).*



E.N.I.

La grande majorité des *prospections* est *indirecte*, c'est-à-dire qu'on s'efforce de faire ressortir une structure favorable à la présence de tel ou tel minéral; pour le pétrole, par exemple, on cherche à mettre en évidence les structures susceptibles de receler des réservoirs. Si la prospection directe, reposant sur les propriétés physiques de certains minerais, soulève peu de difficultés, il n'en est pas de même de la prospection indirecte qui relève plus d'un art que d'une science. En effet, en fonction du nombre d'inconnues souvent élevé et non proportionné à la quantité des données que l'on peut retirer des mesures, l'implantation d'un sondage fait appel à l'intuition, à l'expérience et aux autres aptitudes personnelles des prospecteurs.

Des considérations d'ordre économique jouent un rôle non négligeable dans le choix des méthodes géophysiques. Pour la recherche du pétrole, par exemple, on se sert d'abord de méthodes fournissant une vue d'ensemble sur le bassin sédimentaire à prospecter, telles que l'aéromagnétisme et la gravimétrie; l'exécution de ces simples mesures permet alors de réduire le domaine d'application des méthodes plus onéreuses, telle la séismique qui nécessite la mise en place d'un véritable dispositif expérimental. En mer, la rentabilité des méthodes est inverse : le coût de la prospection séismique est moindre par rapport à celui de la prospection gravimétrique. En effet, la première méthode n'utilise plus de matériel de forage coûteux, rendu nécessaire sur terre pour enterrer les charges explosives, et permet d'autre part d'obtenir des mesures quasi continues, les séismographes étant reliés par un câble au bateau. Par contre, la méthode gravimétrique voit son prix de revient augmenter en raison du mode de transport en mer et de la radionavigation.

Chaque relevé géophysique, qui a déjà été projeté et préparé, peut être divisé en deux phases principales : la phase des mesures et celle des interprétations.

Les données fournies par les mesures prennent rarement une signification tangible au moment de leur obtention; elles sont d'abord rassemblées en groupes suffisamment significatifs avant d'être analysées. Toutefois, il faut attendre la fin d'un relevé complet pour pouvoir procéder à une interprétation définitive.

L'interprétation est menée selon des normes fondées sur les théories physiques ou physico-mathématiques pertinentes à la méthode utilisée. Les résultats n'ont de sens que s'ils sont traduits de nouveau en termes géologiques. Cette dernière étape, qui consiste à donner aux valeurs de certains paramètres physiques (résistivité, module élastique, etc.) une signification en termes lithologiques, s'effectue suivant des critères particuliers, strictement liés à la zone à étudier. Pour cette raison, les données d'éventuels forages viennent souvent compléter celles des prospections géophysiques. En effet, alors que les premières sont détaillées et précises, mais limitées aux terrains voisins des parois du trou, les résultats géophysiques s'étendent à toute la zone à étudier et en donnent une représentation à la fois panoramique et synthétique.

Notons enfin que la prospection géophysique s'oriente actuellement vers le dépouillement des informations par ordinateur, au détriment des dépouillements obtenus laborieusement « à la main ». Cette tendance se traduit par des possibilités nouvelles de filtrage, isolant les anomalies relatives à tel ou tel terrain, matérialisées automatiquement sous forme de documents cartographiques.

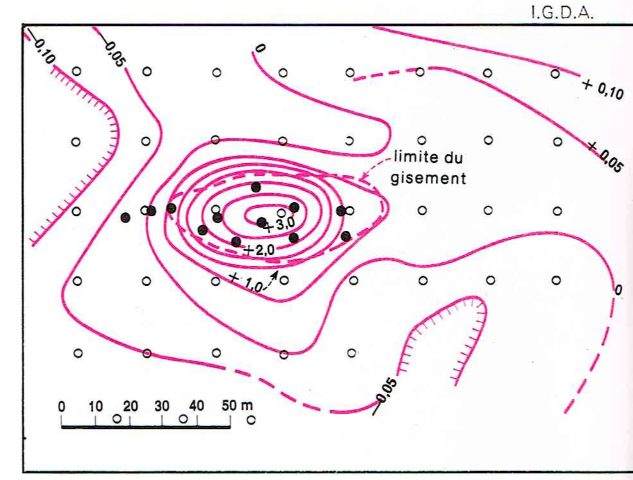
Les méthodes gravimétriques

Les notions fondamentales sur la gravité, sur ses anomalies et sur les instruments utilisés pour l'étudier ont été données dans le chapitre consacré à la gravimétrie. Nous abordons à présent les objectifs des prospections gravimétriques et les modalités pratiques d'exécution.

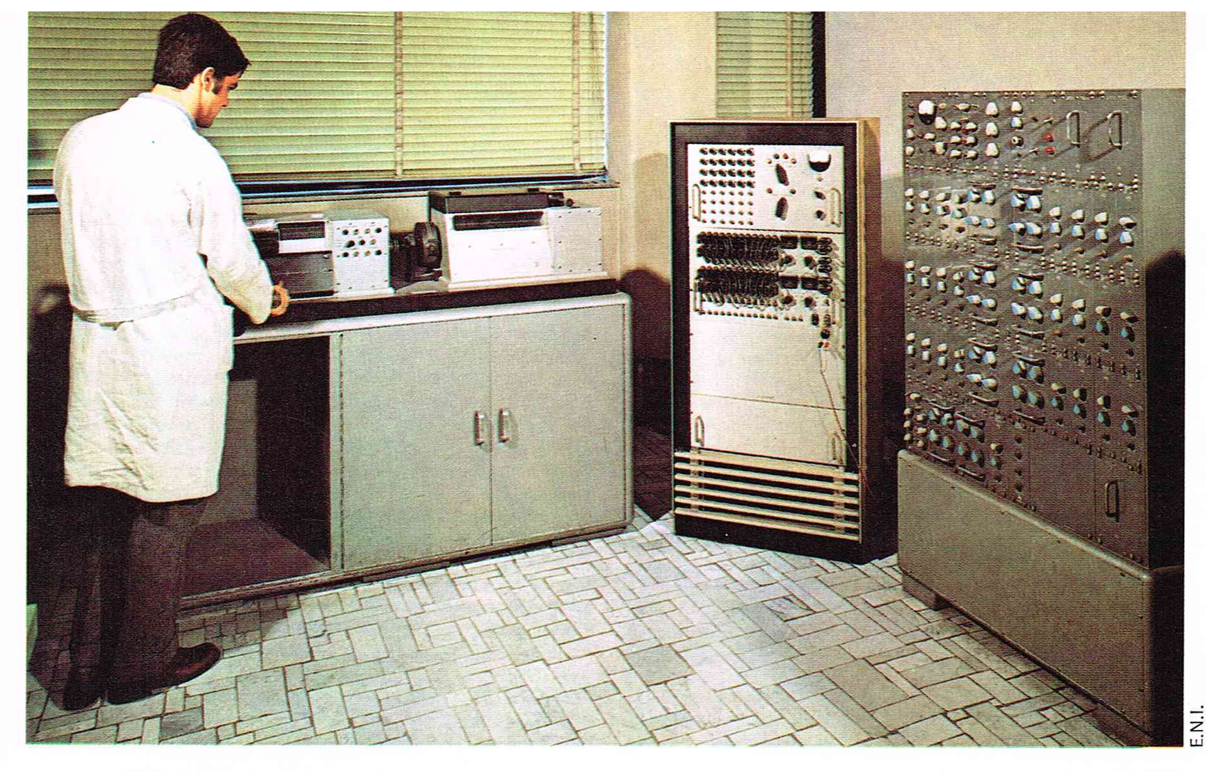
La prospection gravimétrique est fondée sur la mise en évidence des anomalies d'attraction de la croûte terrestre, provoquées par la présence de masses offrant un contraste de densité avec leur environnement. Les répartitions de la densité dans le sous-sol peuvent être à leur tour interprétées en termes de structures géologiques.

Le **gravimètre** est l'instrument le plus couramment employé pour effectuer les mesures en surface, surtout en raison de ses qualités de précision, de légèreté et de rapidité dans l'obtention des mesures. En effet, la précision de la mesure est actuellement voisine du milliardième de milligal, et les relevés en une station ne demandent pas plus de 2 ou 3 minutes au maximum. Toutefois le principal écueil de la méthode réside dans le fait que la valeur de l'anomalie ne dépend que de l'excès de la masse existant dans la structure géologique considérée. Car, si l'on peut calculer avec précision cet excès de masse, la dimension du phénomène géologique, responsable de l'anomalie, reste indéterminée en l'absence d'une connaissance analytique des densités. A un même excès de masse peut correspondre soit un corps très dense localisé dans un site de dimension réduite (exemple d'un amas de sulfure massif), soit un édifice important de roches pétrographi-

I.G.D.A.



▶ *Anomalie de gravité (calculée en milligals) liée à la présence d'un gisement de chromite. Les cercles clairs indiquent la position des stations de mesure; les cercles pleins indiquent les emplacements des sondages.*



◀ ***Appareillage de restitution (play-back) des enregistrements magnétiques exécutés sur le terrain.***

E.N.I.

quement différenciées avec un faible contraste de densité (pluton basique). Par conséquent, le degré d'incertitude dans l'interprétation est fonction de la connaissance des types de roches existant dans la zone à étudier, ainsi que des valeurs respectives de la densité.

La technique d'exécution des mesures tient compte de ce que le gravimètre permet seulement de mesurer des différences de gravité entre deux stations. Cela signifie, en particulier, que, si l'on explore une zone sans précautions préalables, on court le risque d'additionner les erreurs commises dans chaque différence. Il faut donc établir un réseau reliant peu de stations, uniformément réparties dans la zone à étudier. On mesure alors les différences de gravité entre deux stations, et l'on effectue ensuite les compensations d'éventuelles petites erreurs de fermeture entre les mailles de ce réseau. De cette façon, à la fin du relevé, il ne subsistera plus d'erreur importante entre les extrémités opposées de la zone explorée.

Les valeurs obtenues ne sont pas encore directement comparables entre elles; il faut les modifier en appliquant les corrections gravimétriques. En premier lieu, les prospecteurs tiennent compte de la variation de la gravité en fonction de l'attraction de la Lune et du Soleil, en consultant les tables publiées chaque année par l'Association européenne des géophysiciens. Puis on procède aux corrections de Faye, de Bouguer, aux corrections topographiques, auxquelles on ajoute parfois la correction isostatique. La différence entre chaque valeur corrigée et les valeurs normales constitue l'*anomalie de Bouguer*. Les positions des stations et les valeurs anormales sont reportées sur une carte en traçant les lignes d'égale valeur.

Le but de toute prospection gravimétrique est donc de dresser la *carte d'anomalie de Bouguer,* mettant en évidence l'existence d'une structure particulière, insérée dans une situation géologique considérée comme normale. Le mot « anomalie » prend ainsi sa signification étymologique.

Dans la majorité des cas, lorsque l'on observe une carte de Bouguer, on se trouve devant une superposition d'anomalies plus ou moins localisées dans l'ensemble régional du champ gravitationnel. La première chose à faire est de distinguer l'effet des causes éloignées de celui des irrégularités géologiques proches. En général, l'intérêt se concentre sur les premières anomalies; mais les secondes, appelées anomalies régionales, peuvent donner des indications intéressantes aux prospecteurs. Le procédé d'interprétation des données se déroule en deux étapes. La première, de caractère physico-mathématique, consiste à calculer quelles sont dans le sous-sol les répartitions des masses qui peuvent rendre compte des anomalies choisies pour les besoins de la prospection. Les solutions possibles sont infinies du point de vue mathématique. La seconde étape réside donc dans le choix, parmi les diverses solutions, de celle qui concorde le mieux avec la situation géologique.

Les valeurs des anomalies de Bouguer sont souvent élaborées pour obtenir d'autres cartes. Telles sont, par exemple, la *carte des anomalies résiduelles,* la *carte des gradients verticaux* et celle des *dérivées secondes.* Ces quantités servent à donner des représentations particulières des résultats du relevé gravimétrique, capables de mettre en évidence certains motifs par rapport aux autres.

Dans la recherche des hydrocarbures, les relevés gravimétriques sont utilisés pour localiser les failles. Ces accidents structuraux se rapportent en général aux roches situées au fond des bassins sédimentaires, dans lesquels on effectue les recherches. La méthode gravimétrique peut appréhender également des zones moins vastes, telles que celles d'amas ou de filons de roches pesantes, liés aux gisements de minéraux (amas de sulfure, de chromite et gisements de fer), ou encore détecter des cavités (utiles aux recherches archéologiques). Dans ce dernier cas, les vides éventuels existant dans les roches se manifestent par des défauts *(anomalies négatives)* dans les valeurs de la gravité. En général, l'adjonction d'autres méthodes concourt à l'établissement d'une image plus juste des anomalies gravimétriques, ou permet une meilleure interprétation de leur cause. Toutefois il existe des problèmes spécifiques d'exploration, telle la recherche des dômes de sel qui constituent des « structures pétrolifères » privilégiées et que la méthode gravimétrique suffit à mettre en évidence.

Les méthodes magnétiques

Les méthodes magnétiques présentent beaucoup de points communs avec les méthodes gravimétriques, en ce qu'elles mesurent et étudient un champ physique naturel, c'est-à-dire le champ magnétique terrestre, afin de repérer les causes géologiques qui le perturbent. On parle également d'*anomalies* dans le cadre de ces méthodes, donnant une définition analogue à celle qui est valable pour la prospection gravimétrique.

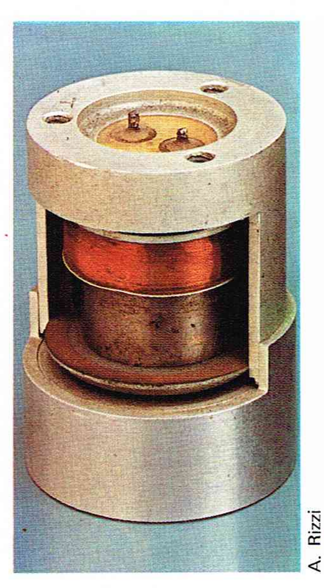
La détermination du champ nécessite la mesure de trois composantes : verticale (Z), horizontale (H), et l'inclinaison (I). En pratique, on se contente le plus souvent de mesurer les variations de Z à partir d'un point de référence, appelé *base,* où l'anomalie a une valeur que l'on précise par la suite, au cours de la prospection. L'interprétation des données, et par conséquent la détermination des causes qui provoquent les anomalies, se heurtent à un degré d'indétermination encore plus grand que celui présenté par les méthodes gravimétriques, en raison des variations continuelles du champ magnétique terrestre. En fait, lorsque l'on mesure la variation (en fonction du temps) de la différence des valeurs du champ en deux points A et B, on ne sait pas auquel de ces deux points attribuer cette variation. Il est donc nécessaire d'utiliser deux instruments : le premier se déplace d'une station à l'autre, tandis que le second reste dans une station fixe et enregistre les variations du champ en fonction du temps. Ces dernières données sont utilisées pour apporter des corrections aux valeurs mesurées par les instruments mobiles, avec lesquels s'effectuent les relevés. Néanmoins l'existence de la station fixe peut être évitée si l'intervalle de temps entre deux mesures est assez petit. En effet, si

▶ *Page ci-contre, à gauche, en bas, schéma de propagation des rayons dans le cas où les deux couches ont une surface de discontinuité plane et parallèle : en bleu, rayon direct ; en rouge, rayon réfracté ; S, source ; G, géophones ; V_1 et V_2, vitesses dans la première et la seconde couche ; α, angle critique ou limite. En haut, diagramme temps-distances (hodochrone).*

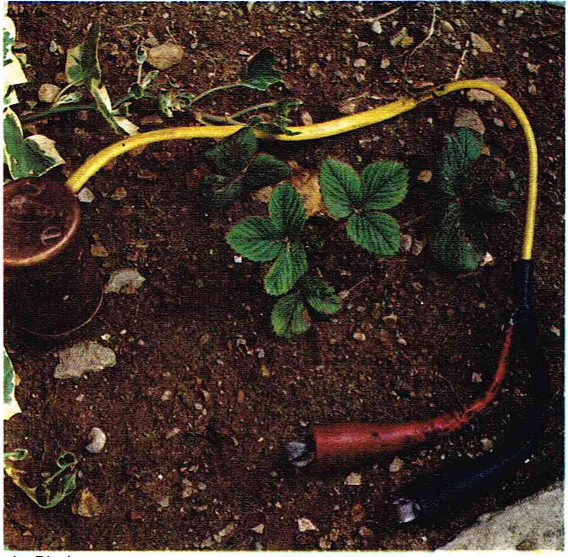
▼ *A gauche, un géophone électromagnétique ouvert. A droite, un géophone avec ses deux liaisons électriques qui, introduites dans le sol, permettent de reproduire fidèlement les mouvements du terrain.*

cette condition est réalisée, il est possible de mettre en évidence les variations du champ magnétique en répétant plusieurs mesures, au moins toutes les 10 à 12 minutes, suivant le cas. De plus, l'incertitude qui plane souvent sur l'intensité d'aimantation du champ, ne présente pas d'inconvénient grave pour l'interprétation quantitative des anomalies localisées. En effet, de telles anomalies coïncident avec des gîtes relativement superficiels qu'un sondage peu onéreux permet d'atteindre facilement. Par ailleurs, les ingénieurs géophysiciens disposent d'abaques correspondant aux différentes structures géologiques recherchées (telles les structures cylindriques rattachées aux filons), afin de préciser, à partir d'une anomalie donnée, la position et éventuellement les dimensions, le pendage, etc., d'un corps perturbateur.

Les *relevés aéromagnétiques,* effectués avec des instruments aérotransportables, ont apporté une importante contribution à la recherche d'hydrocarbures. Les avantages de cette méthode sont essentiellement la couverture systématique de grande surface en un temps très court, et l'élimination des anomalies dues à des causes superficielles. Ces méthodes aéroportées permettent d'estimer la profondeur du socle cristallin et de déterminer la forme du bassin sédimentaire qui le recouvre, grâce aux effets magnétiques du socle.

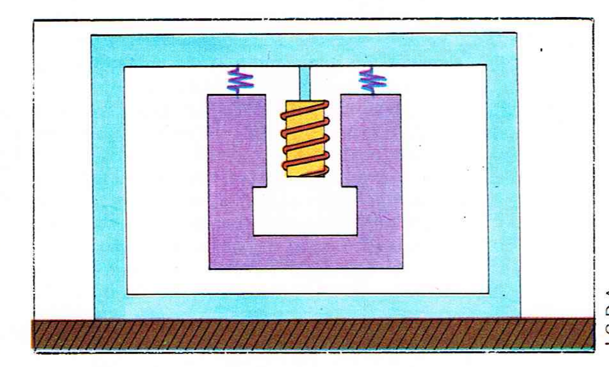


A. Rizzi



A. Rizzi

▶ *Section schématique d'un géophone. Les vibrations de la surface du sol, sur lequel est posé l'instrument, produisent des déplacements de la bobine (en rouge) alors que l'aimant permanent (en violet) suspendu au centre par des ressorts, reste immobile. Ce déplacement crée une faible tension électrique qui est envoyée dans des amplificateurs. Ceux-ci restituent le signal, qui est alors envoyé dans un enregistreur.*



I.G.D.A.

Les méthodes séismiques

Les méthodes séismiques sont fondées sur l'enregistrement d'ondes élastiques produites artificiellement de diverses manières dont la principale utilise les explosifs. Ces méthodes se différencient des deux autres décrites précédemment ; en effet, ces dernières étudient des champs physiques naturels qui ne peuvent être influencés en aucun cas, tandis que les méthodes séismiques créent le champ à mesurer. De plus, la prospection séismique se subdivise, selon le type de problème à étudier, en deux types de méthodes dites à réfraction et à réflexion.

L'instrumentation adoptée se compose de trois éléments fondamentaux : le séismographe, ou géophone, l'amplificateur et l'enregistreur de type magnétique ou numérique.

Les **géophones** utilisés en prospection séismique sont de type électromagnétique. Ils sont constitués par une bobine se déplaçant dans l'entrefer d'un aimant et d'une masse suspendue à un ressort. Si le terrain se déplace assez rapidement sous l'effet des secousses séismiques, l'aimant suit le mouvement, tandis que la bobine et la masse restent immobiles par inertie : un déplacement relatif entre la bobine et l'aimant se stabilise, et par effet d'induction électromagnétique une faible tension électrique, proportionnelle à la vitesse relative entre ces deux éléments du géophone, se manifeste aux pôles de la bobine. Cette tension est envoyée dans les amplificateurs électroniques, et le signal qui sort de ces derniers est envoyé dans un enregistreur. La fidélité dans la reproduction des mouvements du terrain s'obtient en veillant à ce que la fréquence propre du géophone soit inférieure à toutes celles que l'on entend enregistrer. Les géophones sont sensibles, petits, robustes, maniables et peu onéreux. Cette dernière propriété est importante si l'on tient compte que, pour chaque enregistrement, on emploie une série de géophones, jusqu'à plusieurs dizaines, en vue d'améliorer le rapport entre le signal et le bruit de fond séismique.

Les **amplificateurs** et **enregistreurs de type magnétique**, dits **enregistreurs analogiques**, enregistrent la tension électrique fournie par le géophone, en l'ayant au préalable amplifiée et filtrée en fréquence. L'opération de filtrage facilite le passage des fréquences présentes dans les signaux utiles, en éliminant celles qui proviennent de perturbations. Pour pouvoir enregistrer la tension, il faut tenir compte de l'amplitude des signaux : comme le rapport du signal le plus petit au signal le plus grand est supérieur à 200 et que l'enregistreur magnétique usuel, du type à modulation de fréquence, accepte un rapport de 200 entre les deux signaux, on utilise un dispositif appelé « régulation automatique de gain » qui stabilise l'amplitude des enregistrements en augmentant le gain de l'amplificateur, lorsque le signal est faible et *vice versa*. Les enregistrements sont effectués sur une bande magnétique et reproduits sur un diagramme ayant en abscisse le temps et en ordonnée la distance au point de tir. Cette opération permet d'obtenir les hodochrones.

Les **amplificateurs** et **enregistreurs numériques,** ou **digitaux,** mesurent la tension électrique à intervalles réguliers et enregistrent la valeur numérique de la mesure sous forme d'un code composé d'impulsions appelées « digits ». Ce mode d'enregistrements, plus facile à traiter dans des ordinateurs, permet de diminuer l'importance de la régulation automatique de gain et donc de mesurer l'amplitude des signaux reçus.

Les *méthodes séismiques à réflexion* utilisent l'enregistrement des ondes réfléchies par les nombreuses surfaces de discontinuité existant dans le sous-sol. Le dispositif utilisé sur le terrain comprend un câble long de 400 à 1 000 m. Ce câble est étendu sur le sol et relie 24 géophones ou groupes de géophones à l'un des 24 amplificateurs auquel il transmet les signaux. Les 24 tracés qui reproduisent matériellement la sortie des amplificateurs, et donc les oscillations du terrain, paraissent alors sur les enregistrements. La dynamite qui produit les impulsions séismiques pèse habituellement quelques dizaines de kilogrammes, et les tirs s'effectuent soit dans le sous-sol à 10 ou 30 m, soit en nappe sur le sol.

Les bandes magnétiques enregistrent l'instant des explosions de la charge, l'arrivée des premières impulsions, puis toute l'énergie réfléchie par le sous-sol. Le temps écoulé entre l'instant des explosions et l'arrivée des réflexions est connu, grâce à un signal temps, avec une précision de l'ordre du 1/1 000 de seconde. Les valeurs du temps d'arrivée de chaque réflexion, mesurées sur au moins trois tracés, permettent de calculer la profondeur et le pendage des surfaces reflétantes. Habituellement, toutefois, en raison du nombre élevé des perturbations, on utilise les 24 tracés pour repérer les réflexions utiles. Une série de tirs de réflexion émis à faible distance les uns des autres fournissent une carte précise du sous-sol.

La technique de prospection à réflexion, de conception simple, peut présenter en pratique d'importantes difficultés, en raison de la complexité des signaux enregistrés, qui ne reflètent souvent qu'une petite partie des structures intéressantes. Lorsqu'on a affaire à des terrains difficiles à étudier, les principes géométriques simples qui sont à la base de la méthode ne suffisent pas toujours, et l'on doit

faire appel à des techniques interprétatives plus compliquées, tel l'enregistrement digital.

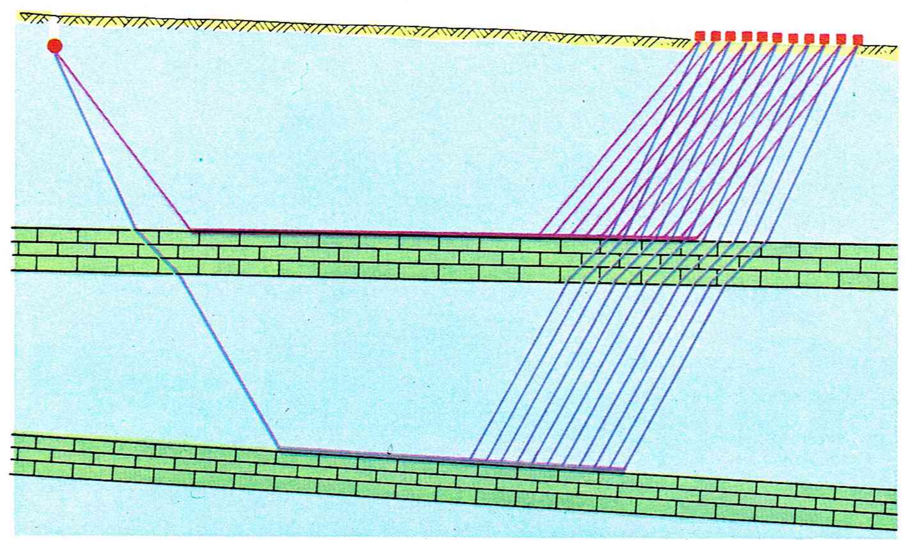
En mer, on utilise plutôt des dispositifs électriques : sparker ou boomer. Le **sparker** est constitué d'une batterie de condensateurs déchargée entre deux électrodes; l'étincelle brusque qui éclate crée une énergie acoustique qui se propage dans l'eau. Le **boomer** est une batterie de condensateurs déchargée dans une spire conductrice maintenue par des ressorts; l'énergie magnétique déforme brutalement la spire. Les signaux sont reçus sur des hydrophones à pression ou piézoélectriques, généralement placés dans des câbles hydrodynamiques, ou streamers. La pénétration varie de 30 à 600 m sous le fond, selon la puissance utilisée.

Les *méthodes séismiques à réfraction* ne sont applicables que si la vitesse séismique du terrain augmente avec la profondeur. Le cas le plus simple d'application se vérifie lorsqu'il existe une discontinuité nette entre deux couches; les ondes se propagent avec une vitesse V_1 dans la plus superficielle et avec une vitesse V_2, plus grande que V_1, dans la seconde couche.

Le principe de base de cette méthode utilise la théorie élémentaire des rayons séismiques. Quand des rayons issus de la source d'explosion S rencontrent la surface de discontinuité P, ils donnent naissance à d'autres rayons réfléchis et réfractés, dont un forme un angle égal à la valeur limite de l'angle α avec la perpendiculaire à la surface P. Il en résulte un rayon réfracté qui se propage dans le milieu à vitesse V_2, parallèlement à P. Une partie de l'énergie, qui voyage le long de la trajectoire de ce rayon réfracté, vient s'émettre vers le haut d'une façon continue et rejoint la surface.

La méthode repose essentiellement sur le fait que ces impulsions séismiques, dites impulsions réfractées, suivent un parcours géométrique (SKHG sur la figure ci-dessous) plus long que les impulsions qui relient directement le point de tir aux géophones (trajet SG) et peuvent arriver en premier. Si les géophones sont trop proches du point de tir, ce sont les impulsions directes qui arriveront les premières; par contre, si les géophones se trouvent à une certaine distance, dite *distance critique,* le phénomène d'onde réfractée se vérifiera. Cette distance est proportionnelle à la profondeur d'exploration. Cela apparaît sur le diagramme, où l'on donne les temps de propagation des premières impulsions en fonction de la distance. Le point critique se distingue par une brusque variation de pente du diagramme, appelée en terme technique *dromochrone.* La pente des deux branches du dromochrone, placées respectivement avant et après le point critique, donne les valeurs des vitesses séismiques des deux couches, si la surface de séparation est parallèle à celle du terrain.

Lorsque cette dernière condition ne se vérifie pas, que le nombre de couches est supérieur à deux ou que le terrain présente des caractéristiques variables le long du profil, il faut relever un nombre supérieur de dromochrones. Par conséquent, une prospection séismique à réfraction et son interprétation sont en général complexes.



▲ *Parcours de l'énergie séismique issue de la source d'explosion (point rouge à gauche) jusqu'aux géophones (carrés orangés à droite), dans la* **méthode séismique à réfraction.** *En vert, des calcaires; en bleu, des argiles; en jaune, le sol (d'après Russel).*

Si l'on confronte les méthodes séismiques à réflexion et à réfraction, la première permet d'obtenir des sections de terrain dans lesquelles les structures géologiques sont délimitées avec précision, mais elle ne révèle pas la vitesse séismique des couches prises séparément; tandis qu'avec la seconde, la précision est inférieure, mais il est possible d'avoir les valeurs de la vitesse séismique et donc d'essayer de reconnaître certaines formations.

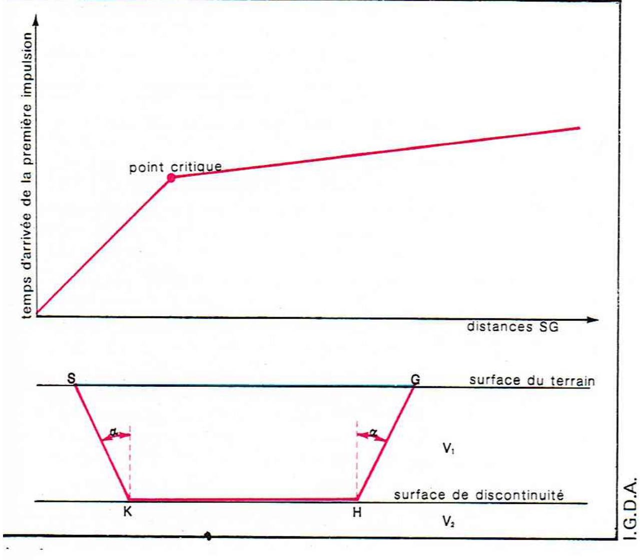
Pour les problèmes de génie civil (projet de digues, de galeries, etc.), on se sert en général de la méthode à réfraction. De même pour les études à caractère scientifique, poussant l'exploration jusqu'à quelques dizaines de kilomètres de profondeur. Dans de tels cas, la distance entre la source explosive et les géophones atteint environ 300 km. Toutefois la méthode séismique à réflexion reste de loin la plus utilisée; c'est en outre la méthode de détail par excellence de la prospection pétrolière.

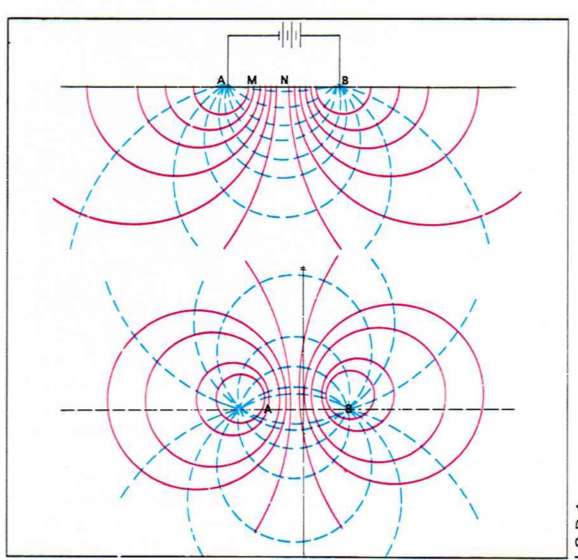
Les méthodes électriques

Ces méthodes de prospection mesurent la différence de potentiel électrique existant entre divers points de la surface terrestre. Les potentiels peuvent être provoqués par des courants électriques naturels circulant dans le terrain ou artificiels. Dans le premier cas, on a affaire soit à des courants telluriques, dont on a déjà parlé, soit, plus localement, à l'effet des gisements de sulfures métalliques en état d'oxydation lente. Dans le second cas, l'introduction de courants dans le terrain s'effectue avec une modalité différente suivant les buts fixés par la prospection.

Les *méthodes des courants telluriques* consistent à déterminer, en un certain nombre de stations, l'intensité du courant qui circule à proximité de la surface. Les deux composantes du courant I s'obtiennent en mesurant les

▼ *A droite, cheminement des lignes de flux du courant dans un milieu homogène : en haut, à l'intérieur de la Terre dans le plan vertical des électrodes; en bas, sur le plan de la surface terrestre. En bleu, les lignes de flux du courant, en rouge, les lignes équipotentielles; A et B, les deux électrodes émettant des courants dans le terrain; M et N, deux autres électrodes servant à mesurer la différence de potentiel provoquée par les courants.*





potentiels entre deux dipôles AB et A'B', ayant le même centre O et des directions perpendiculaires. Puisque les courants telluriques varient avec le temps, les données mesurées n'ont de sens que si elles sont comparées à celles d'une station fixe. Comme toutes les méthodes d'investigation de champs naturels, celle des courants telluriques se heurte à des limites importantes.

Les techniques qui reposent sur des courants continus ou alternatifs à basse fréquence, créés artificiellement dans le terrain, sont plus efficaces. On opère d'habitude avec un minimum de quatre électrodes, c'est-à-dire avec un quadripôle. Deux électrodes (A et B) servent à émettre des courants dans le terrain, et deux autres (M et N) à mesurer la différence de potentiel provoquée par les courants. Grâce à ce quadripôle, on peut calculer la *résistivité électrique* des terrains homogènes, en mesurant l'intensité I et la différence de potentiel. En présence d'un sous-sol hétérogène, le nombre obtenu par le même calcul donne une valeur intermédiaire, ou *résistivité apparente,* entre les résistivités réelles des divers terrains compris dans un volume du sol proportionnel à la distance AB entre les électrodes.

Les explorations menées à l'aide du quadripôle peuvent être de type horizontal ou vertical. Dans le premier cas, on effectue des mesures maintenant constante la distance AB, c'est-à-dire la profondeur maximale d'exploration, en faisant varier la position du quadripôle (sondage électrique horizontal). On obtient ainsi une carte des résistivités des terrains d'égales variations d'épaisseur. Dans le second cas, la position du centre du quadripôle reste fixe, et la distance AB varie. On obtient alors une série de valeurs correspondant à des dimensions géométriques identiques mais situées à des profondeurs différentes (sondage électrique vertical). Ces données peuvent servir à déceler la présence de couches assez épaisses par rapport à leur profondeur, et à déterminer leur résistivité électrique. En pratique, de telles données s'utilisent sous forme de diagrammes : en abscisses sont reportées les distances croissantes d = AB et en ordonnées les valeurs relatives ρ_a des résistivités apparentes. L'interprétation de ces diagrammes s'opère par comparaison avec des courbes illustrant quelques cas typiques. D'habitude, on possède une collection de courbes théoriques, parmi lesquelles on choisit celle qui s'adapte le mieux au diagramme expérimental. Pour effectuer cette comparaison, il faut que les courbes théoriques, ou bien celle à interpréter, soient tracées à l'échelle bilogarithmique. Les sondages électriques verticaux ne s'utilisent que si les contrastes de résistivités entre les formations géologiques que l'on veut mettre en évidence sont suffisamment importants.

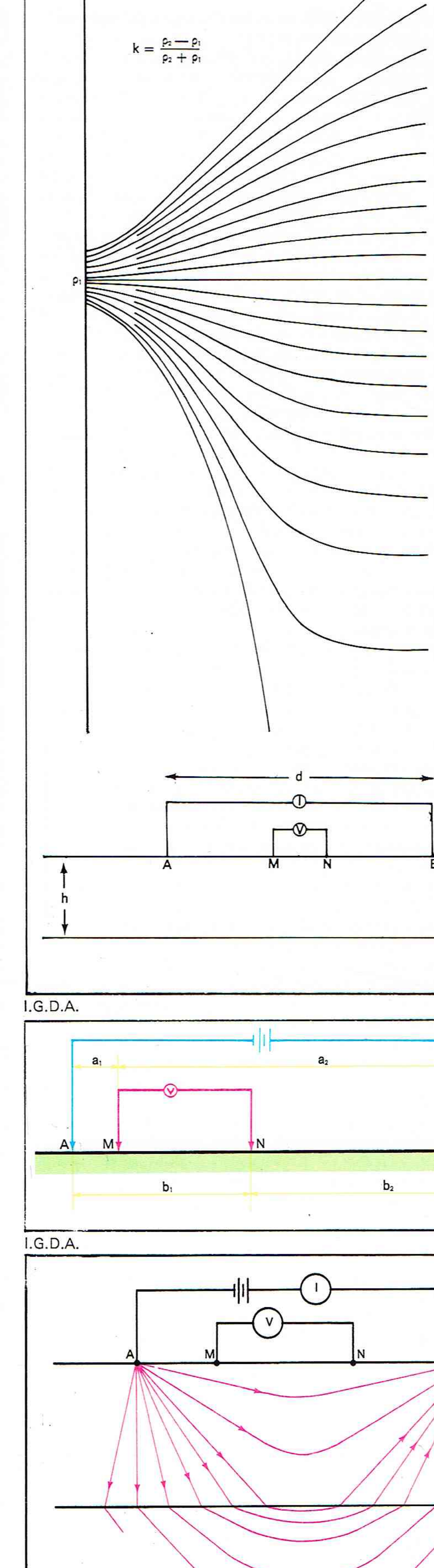
Les *méthodes électromagnétiques* sont fondées sur l'usage de courants alternatifs à fréquences relativement élevées (300 à 3 000 Hz environ) pour lesquelles les phénomènes d'induction deviennent sensibles. Ces courants circulent dans une bobine qui n'a aucun point de contact avec le terrain, et induisent dans le sol des « courants de Foucault » dont l'intensité varie avec la résistivité des roches. Les courants induits créent un champ magnétique secondaire qui modifie celui de la bobine. La structure du sous-sol peut être connue grâce aux mesures de l'amplitude et de la phase du champ électromagnétique résultant.

La détection de masses relativement conductives, et en particulier de gisements métallifères, est l'utilisation la plus courante de cette méthode. Les mesures peuvent être réalisées soit sur terre, pour la recherche de zones peu profondes d'anomalies, soit dans les airs, pour des relevés de caractère régional.

Les carottages géophysiques

Le mot *carottage* s'applique en géophysique aux mesures effectuées à l'intérieur des forages, dans le dessein de calculer les paramètres physiques (modules élastiques, résistivité électrique, perméabilité, propriétés radio-actives, etc.) des roches qui en composent les parois. Les techniques du carottage géophysique sont analogues aux techniques utilisées en surface, avec des variantes opérationnelles dues aux conditions particulières dans lesquelles s'effectuent les mesures.

Le *carottage électrique* est très utilisé au cours des forages pétrolifères, en vue de mettre en évidence les couches poreuses contenant des hydrocarbures. L'opération consiste à caler dans le trou, qui est rempli de boue



▶ *Diagrammes théoriques de résistivité apparente dans le cas de deux couches ayant des surfaces de discontinuité plane et parallèle au terrain. En bas, section verticale :* A, B, *électrodes de courant;* M, N, *électrodes potentiométriques;* ρ_1, ρ_2, *résistivités dans la première et la seconde couche;* h, *distance entre les surfaces de discontinuité. En haut, les diagrammes : en abscisse, le rapport* AB/h, *et, en ordonnée, le rapport* $\rho_a/\rho_1 \cdot \rho_a$ *est la résistivité apparente;* $k = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$.

▶ *Quadripôle formé de deux électrodes de courant* (A *et* B) *et deux électrodes potentiométriques* (M *et* N) *pour le calcul de mesures de résistivité;* a_1, a_2, b_1 *et* b_2 *sont les distances entre les deux types d'électrodes, à partir desquelles, pour un terrain homogène, on peut déduire la résistivité* ρ *de la formule*

$$\rho = \frac{2\pi V}{I} \cdot \frac{1}{\frac{1}{a_1} - \frac{1}{a_2} - \frac{1}{b_1} - \frac{1}{b_2}}$$

où V *est la différence de potentiel entre les deux électrodes potentiométriques, et* I *l'intensité du courant introduit dans le terrain par les deux électrodes* A *et* B.

▶ *Parcours des lignes de courant quand une couche, de résistivité plus grande, se trouve sur un fond conductible :* ρ_1, ρ_2, *résistivité de la couche et du fond* ($\rho_1 > \rho_2$)*;* A *et* B, *électrodes de courant;* M *et* N, *électrodes potentiométriques.*

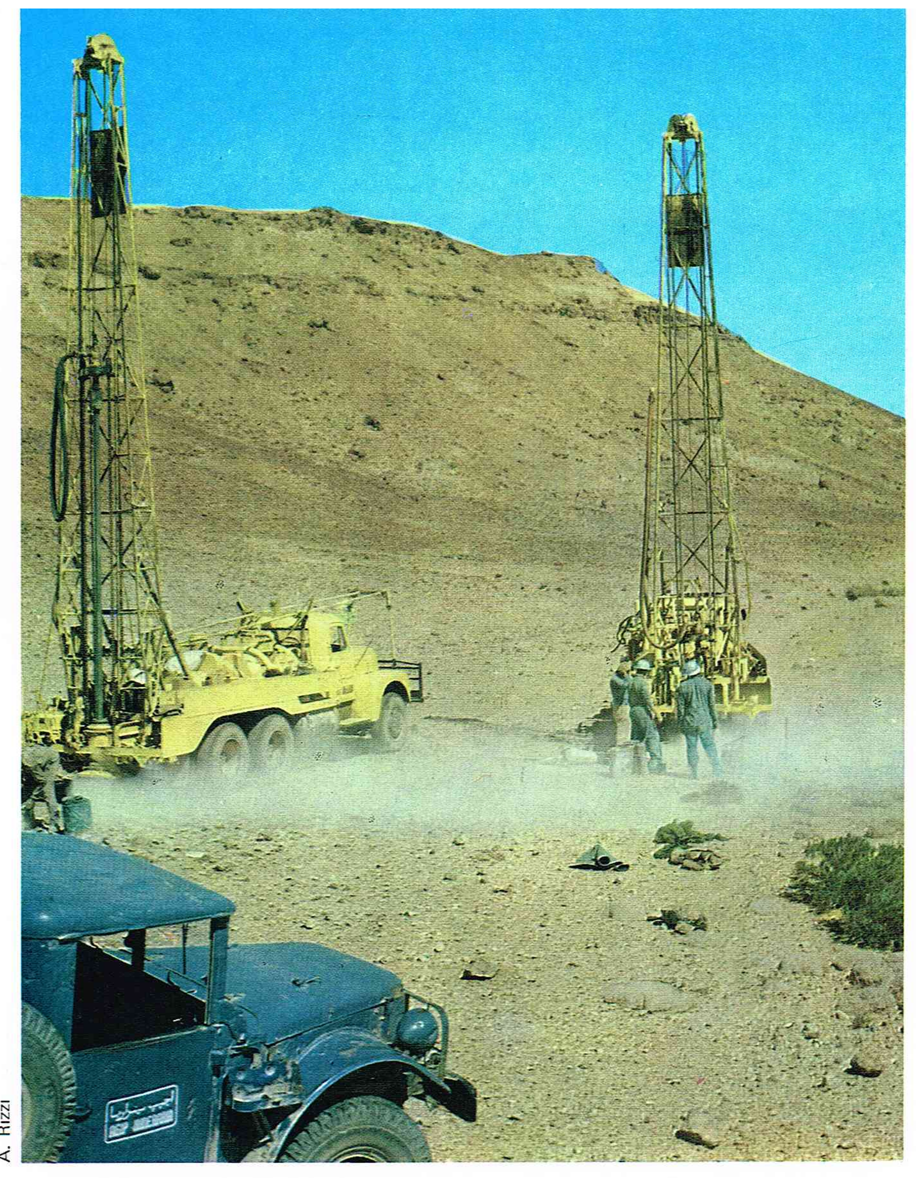
de forage, un dispositif formé par plusieurs électrodes (de 2 à 4), capable d'effectuer des mesures de résistivités et de potentiels spontanés. Ces derniers se manifestent quand la boue filtre dans les formations perméables et sont dits *potentiels d'électrofiltration*. Les couches à hydrocarbures sont décelées par ces potentiels et par les hautes valeurs de la résistivité, dues à la présence de pétrole ou de méthane.

Le *carottage radio-actif* mesure les radiations émises par les roches des parois du trou, soit spontanément, soit après excitation. Le carottage neutronique est particulièrement important pour les recherches d'hydrocarbures. Il utilise une source de neutrons, et l'on mesure les radiations induites par les collisions entre ceux-ci et les noyaux atomiques de toutes les substances contenues dans les roches des parois. La radiation induite est faible en présence de nombreux noyaux d'hydrogène, et donc d'eau, ou d'hydrocarbures ; elle permet par conséquent de déterminer la porosité des roches.

Avec les *carottages séismiques*, très utilisés pour la recherche d'hydrocarbures, on mesure le module élastique et les autres paramètres liés à la propagation des ondes séismiques. Ils permettent en outre de déterminer les lois de variation de la vitesse de propagation, utiles à l'interprétation des relevés séismiques de surface. Le dispositif employé se compose d'un émetteur d'impulsion séismique à haute fréquence et d'un récepteur. Ces deux éléments sont constitués de vibrateurs piézo-électriques capables de déformations, sous l'action de fortes tensions électriques *(émetteurs)*, et de produire de faibles tensions sous l'action de pressions externes *(récepteurs)*. De tels dispositifs sont également utilisés pour étudier les propriétés mécaniques des roches des parois, dans le cadre des recherches civiles (construction de ponts, digues, etc.).

Enfin les *mesures de température* effectuées dans les trous de sondes méritent une mention particulière. Les valeurs du gradient de température, c'est-à-dire de la variation de la température en fonction de la profondeur, peuvent mettre en évidence des zones où le flux de chaleur est plus grand de bas en haut, et donc où il existe des roches très chaudes en profondeur, à cause, en général, des phénomènes volcaniques et, en particulier, de la présence d'eaux chaudes ou de vapeurs. Si ces dernières sont en quantités importantes, elles peuvent constituer une réserve d'énergie appréciable (énergie endogène).

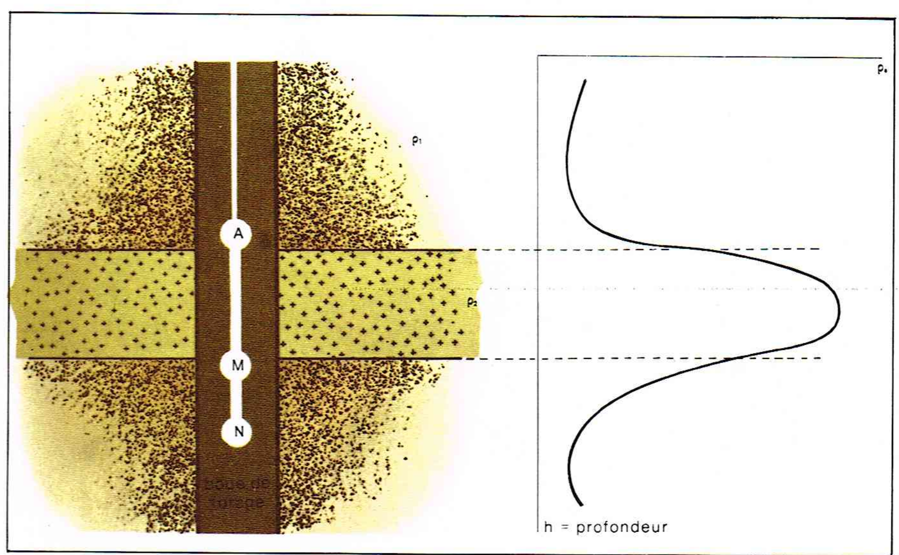
Les carottages constituent, en définitive, un puissant moyen d'exploration qui valorise notamment les sommes dépensées pour l'exécution des puits et permet une meilleure interprétation des relevés géophysiques effectués en surface.



A. Rizzi

▲ ***Perforatrices utilisées pour des explorations séismiques profondes au cours d'une série de relevés exécutés au Maroc.***

▼ ***Carottage électrique à résistivité. A gauche, le dispositif de mesure calé dans le trou : A, électrode de courant (l'autre électrode B est en surface) ; M, N, électrodes potentiométriques ; ρ_1, résistivité du terrain qui entoure la couche à résistivité ρ_2, plus grande que ρ_1. A droite, le diagramme dont le maximum met en évidence la présence de la couche à plus forte résistivité.***



I.G.D.A.

BIBLIOGRAPHIE

AQUILINA C., *Lezioni di prospezione geofisica,* Ateneo, Roma. - BRUCKSHAW, *Magnetic Variometers,* Hilger and Watts, London. - CAGNIARD L., *Reflection and Refraction of Progressive Seismic Waves,* McGraw-Hill, New York, London, 1962. - DOBRIN M. D., *Introduction to Geophysical Prospecting,* McGraw-Hill, New York, Toronto, London, 1960. - GUTENBERG B., *Physics of the Earth's Interior,* Academic Press, New York, London, 1959. - *Handbuck der Phisike, Geophisik* 1, Springer-verlag, Berlin, Gottingen, Heidelberg. - HOWELL B. F., *Introduction to Geophysics,* McGraw Hill, New York, Toronto, London, 1959. - JAKOSKY J. J., *Exploration Geophysics,* Trija Publishing Co., Newport Beach. - LEET L. D., *Practical Seismology and Seismic Prospecting,* Appleton Century Co., New York. - *Mining Geophysics,* The Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 1966. - MORELLI C., *Gravimetria,* Del Bianco, Udine, 1968. - PARKHOMENKO, *Electrical Properties of Rocks,* Plenum Press, New York, 1967. - *Physics and Chemistry of the Earth,* Pergamon Press, London, New York, Paris, Los Angeles. - *Physics of Geomagnetic Phenomena,* Academic Press, New York, London, 1967. - *Research in Geophysics,* The M. I. T. Press, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts. - ROTHE E. I. P., *Prospection géophysique,* Gauthier-Villars, Paris, 1950. - RUNCORN S. K., *Methods and Techniques in Geophysics,* Onterscience Publishers, London, 1966. - SOLAINI L., VECCHIA O., *Lezioni di geofisica applicata,* Tamburini, Milan. - TSUNEJI RIKITAKE, *Electromagnetism and the Earth Interior,* Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York, 1966. - VENING MEINESZ F. A., *The Earth Crust and Mantle,* Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York, 1964. - WYLLIE M. R. I., *The Fundamentals of Well Log Interpretation,* Academic Press, New York, 1963.



I.G.N.



Ballo

▲ *La géodésie est la science qui étudie la forme de la Terre : à gauche, un ingénieur effectuant une mesure de distance au* tellurométre. *A droite, l'étude de la forme de la Terre et de sa configuration superficielle fut très active dès les temps les plus anciens. L'illustration reproduit la fameuse « mappemonde babylonienne », qui représente synthétiquement les connaissances géographiques des peuples mésopotamiens. Du demi-cercle, au nord, descend l'Euphrate, sur les rives duquel s'élevait Babylone ; les cercles périphériques correspondent aux pays limitrophes de la Mésopotamie ; le tout est entouré par le fleuve Océan, au-delà duquel se dressent sept îles, correspondant à autant de régions inconnues disposées selon la direction des vents (Londres, British Museum).*

GÉODÉSIE

Historique

La géodésie (mot dérivé du grec et composé de γῆ = terre et δαίω = je divise) est la science qui étudie la forme de la planète Terre. La géodésie recherche une formulation mathématique capable de représenter de la meilleure manière possible la forme de la Terre, et elle tend à déterminer, par des mesures appropriées et avec le maximum de précision, les paramètres numériques qui figurent dans l'expression mathématique. Tant pour parvenir à résoudre cet ensemble fondamental de problèmes que pour étendre le domaine de son intérêt scientifique et technique, la géodésie a donné naissance, durant le long cours de son développement, à de nombreuses disciplines collatérales ; celles-ci, bien qu'elles soient aujourd'hui essentiellement autonomes, se sentent encore historiquement liées et dépendantes de cette science. Que l'on songe, par exemple, à toutes les opérations que nécessite le levé d'un territoire étendu, à la représentation cartographique de la région, à la théorie des erreurs d'observation, au procédé de compensation des mesures, et enfin à l'étude du comportement isostatique des continents.

La géodésie est l'une des sciences les plus anciennes, et, dès sa naissance, elle s'est développée dans deux directions fondamentales : une direction théorique et une direction pratique.

Le *but théorique,* à moyen terme, est la connaissance de la forme et des dimensions de la Terre et des propriétés de son champ de pesanteur pour l'élaboration d'hypothèses graphiques concernant l'intérieur du globe ainsi que pour le développement de mesures précises dans le domaine spatial (repérage et guidage de satellites).

Le *but immédiat* est la détermination des positions de points remarquables matérialisés de façon durable (points géodésiques et repères de nivellement) permettant l'établissement de cartes exactes et fournissant les données géométriques indispensables pour les diverses entreprises de l'ingénieur.

La géodésie s'est progressivement modifiée au cours des siècles en inventant des méthodes, des instruments de mesure et des procédés de calcul, et l'une de ses caractéristiques essentielles est la recherche de la précision maximale dans les mesures.

Antiquité et Moyen Age

La curiosité intellectuelle et les nécessités pratiques ont toujours conduit l'homme à s'intéresser au milieu dans lequel il était obligé de vivre, et, lorsque des barrières infranchissables lui fermaient la voie de la connaissance directe des mystères de la nature, le mythe intervenait très efficacement pour lever tous les doutes. En ce qui concerne la forme de la Terre, les Grecs et de nombreux peuples primitifs s'étaient construits une image issue entièrement de leur imagination et dépourvue de tout lien avec l'apparence visible. Cependant, dans toutes les civilisations, l'attention et la curiosité portées à la Terre, à sa forme, à ses rapports avec les autres corps célestes et les autres éléments, furent toujours très vives. Cette curiosité, sans supplanter le mythe, en imposant une vision expérimentale plus valable, avait permis au génie intuitif de certains hommes et au patient travail de recherche de générations entières de prêtres de s'approcher des véritables solutions et de résoudre rationnellement et expérimentalement quelques-unes des questions les plus obsédantes.

Le concept d'une Terre plate et ronde entourée par la mer, image typique du mythe grec, était sans doute répudié par la culture égyptienne. Les dimensions des temples égyptiens et même des pyramides reproduisent à l'échelle quelques-unes des dimensions du corps sphérique terrestre : ainsi, le périmètre de la pyramide de Chéops est égal à la cent vingtième partie du degré du méridien égyptien. Il apparaît non seulement que les prêtres égyptiens concevaient la Terre comme sphérique (intuition à laquelle étaient parvenus aussi Pythagore et Aristote), mais qu'ils avaient même su en mesurer les dimensions.

Malgré cela, c'est à Ératosthène (284-192 avant J.-C.), qui vécut plus d'un millénaire après, lui aussi Égyptien de naissance, que l'on attribue communément le mérite de la première mesure d'un des éléments métriques qui définissent notre planète : le *rayon de la sphère.* Son raisonnement était fort simple : lorsque les rayons du Soleil à Syène (l'actuelle Assouan) tombent perpendiculairement à l'eau à l'intérieur d'un puits vertical (donc dirigé vers le centre de la sphère terrestre), ces mêmes rayons ne tombent plus perpendiculairement à l'eau dans un puits, également vertical, construit à Alexandrie (qu'Ératosthène supposait située sur le même méridien que Syène) ; les rayons forment avec l'axe du puits d'Alexan-

drie un angle de 1/50 de 360°. La distance S entre Syène et Alexandrie était connue d'Ératosthène : la route, presque rectiligne, qui reliait les deux villes était parcourue très souvent par les caravanes qui connaissaient bien la durée du voyage et aussi bien la longueur du chemin : 5 000 stades, soit 925 km environ.

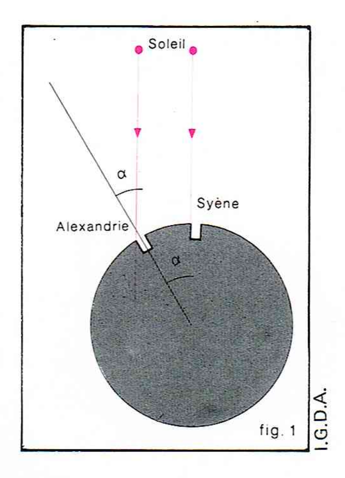
Le calcul simple d'Ératosthène fut le suivant (fig. 1) : l'angle α entre les rayons du Soleil et l'axe du puits d'Alexandrie est égal à l'angle qui intercepte l'arc de circonférence compris entre les deux villes. Donc, si R est le rayon de la sphère terrestre, sa valeur sera donnée par la relation : $R = \frac{S}{\alpha}$, où α est exprimé en radians. La valeur ainsi obtenue par Ératosthène était erronée d'environ 10 %. Aux siècles suivants, d'autres savants, utilisant des procédés très semblables à ceux d'Ératosthène, parvinrent à des valeurs plus précises dans la détermination du rayon terrestre. La valeur obtenue par les Arabes en 827 après J.-C. n'était erronée que de 3 %.

La science et la technique romaines s'étaient passionnément intéressées aux problèmes géographiques et plus spécialement aux problèmes topographiques et militaires du relèvement de zones limitées et même de territoires étendus ; toutefois elles négligèrent presque totalement d'étudier la forme de la Terre, tournées qu'elles étaient surtout vers des intérêts concrets, et elles se contentèrent de reprendre aveuglément tantôt les mythes, tantôt les intuitions scientifiques grecques et égyptiennes. Le Moyen Age aussi, beaucoup plus attentif aux intérêts spirituels que matériels et entièrement consacré à l'approfondissement des problèmes de la connaissance de Dieu, négligea de se préoccuper de ce corps matériel qui soutenait les pas des pèlerins et des croisés.

Époque moderne et contemporaine

Il faut arriver à la fin du Ier siècle de l'ère moderne, au moment de la renaissance du commerce intercontinental et des expéditions de découverte et de conquête du Nouveau Monde, pour voir resurgir aussi l'intérêt pour la Terre, pour sa forme, ses dimensions et sa position dans le ciel. Ce même XVIe siècle voit aussi le début de méthodes de recherche nouvelles, tant du point de vue astronomique que du point de vue plus spécialement géodésique. A la fin de ce siècle et au début du XVIIe siècle, on adopta pour la première fois un procédé de mesure de la surface terrestre qui demeure encore de nos jours l'instrument principal de toute la géodésie pratique : la *triangulation* (nous en développerons plus loin le principe). W. Snéllius, géographe hollandais du début du XVIIe siècle, fut le premier à utiliser couramment cette méthode. Elle fut ensuite appliquée par de nombreux savants, toujours dans le dessein de parvenir à déterminer le rayon terrestre dans l'hypothèse de la sphéricité de la planète Terre. Cette hypothèse commença à vaciller lorsque, avec la découverte de la loi de gravitation universelle et les progrès de la mécanique, il fut possible à Newton de montrer par voie déductive analytique que la Terre devait avoir la forme d'une sphère aplatie aux pôles, forme très semblable à celle d'un ellipsoïde. Newton détermina également le rapport de la différence des deux demi-axes terrestres au demi-axe principal, rapport qui prend le nom d'*aplatissement*. La formulation de cette hypothèse, confirmée expérimentalement par la constatation de la variation de la pesanteur en des points différents de la Terre, eut comme conséquence la multiplication des mesures tendant à vérifier l'hypothèse et à déterminer expérimentalement la valeur de l'aplatissement.

C'est ce même but que se proposait la première grande triangulation que Jean Picard d'abord, puis Jean-Dominique et Jacques Cassini effectuèrent à travers toute la France, de Dunkerque à Perpignan, entre 1670 et 1718. A l'occasion de cette opération, on utilisa pour la première



▲ ***Fig. 1 : représentation schématique du « calcul d'Ératosthène » pour obtenir la mesure du rayon de la Terre.***

▼ ***Reproduction de la triangulation de la France exécutée par Cassini et Maraldi.***

Ciccione


I.G.N.

fois des instruments à lunette munie d'un réticule. Le résultat numérique de ces mesures fut grossièrement erroné, mais il engendra une floraison d'études théoriques et de recherches expérimentales dans le domaine de la géodésie qui occupèrent tout le XVIIIe siècle et aboutirent à des résultats encore valables.

Science parmi les plus importantes du XVIIIe siècle, la géodésie s'attaqua essentiellement au problème de la mesure de l'arc de méridien. La discussion véhémente qui s'est élevée entre les partisans de l'ellipsoïde allongé suivant l'axe des pôles (cassiniens) et ceux de l'ellipsoïde aplati suivant le même axe (newtoniens) est tranchée en faveur de l'ellipsoïde aplati par les missions françaises chargées de mesurer 2 arcs de méridiens, l'un en Laponie (Maupertuis), l'autre au Pérou (La Condamine, Bouguer), par les travaux de Clairaut (1743), de Delambre et Méchain (1792-1799) qui définissent le *mètre-étalon* à partir de la mesure de la méridienne de France.

Au cours du XIXe siècle, l'Europe et beaucoup d'autres parties du monde se couvrirent peu à peu d'un dense réseau de triangles, mesurés avec de plus en plus d'exactitude, ce qui aboutit à l'établissement d'une cartographie des différentes régions, beaucoup plus fidèle et plus précise que les précédentes. En particulier, la triangulation effectuée par Gauss dans le Hanovre et celle de Bessel en Prusse méritent une mention particulière ; l'une et l'autre furent achevées dans les quarante premières années du XIXe siècle. Lors de ces triangulations, on appliqua pour la première fois la *compensation des observations* selon la *méthode des moindres carrés.* Cette même méthode de compensation, appliquée à beaucoup d'autres triangulations existantes, permit à Bessel de déterminer les *valeurs de l'aplatissement et du demi-axe terrestre principal* avec une approximation vraiment surprenante. En outre, les études théoriques sur la forme de la Terre et sur les problèmes de calcul des lignes géodésiques progressèrent au cours du XIXe siècle. On put notamment développer et approfondir la théorie analytique de Clairaut qui, dès la première moitié du XVIIIe siècle, avait démontré qu'il était possible d'obtenir la valeur de l'aplatissement terrestre par des mesures de la pesanteur effectuées en différents points disséminés sur toute la surface de la Terre.

L'étude de cette Terre commune à tous, de sa forme et de ses dimensions, fournit un des plus beaux exemples de collaboration scientifique internationale. En 1861 fut fondée l'« Association internationale pour la mesure du grade », à la constitution de laquelle contribuèrent presque toutes les nations européennes. La réunion de tous les savants et techniciens dans le domaine de la géodésie en une association unique constitua un fait nouveau dans l'histoire politique et juridique de la collaboration internationale ; de plus, elle suscita un véritable enthousiasme pour la réalisation d'entreprises grandioses, qui ne se limitaient pas au cadre étroit du territoire national, mais s'étendaient à des continents entiers et même à des ensembles de continents. Sous l'égide de cette association, les réseaux nationaux furent reliés entre eux et les procédés de mesure et de calcul uniformisés, tant dans les opérations d'astronomie géodésique que dans les triangulations, cependant que l'on assistait à la réalisation d'instruments de plus en plus précis et adaptés.

Dans toutes les parties du monde, on vit apparaître des réseaux de triangulations ; source d'informations scientifiques irremplaçables, ceux-ci permirent en outre l'édification d'une cartographie métriquement correcte, donc d'un grand intérêt pratique. Des missions scientifiques multiplièrent sur tous les continents les mesures de la pesanteur, utilisant des appareils toujours plus précis et plus perfectionnés. Ce fut précisément la possession d'une masse aussi abondante et aussi homogène d'informations qui permit à l'« Association internationale de géodésie » (c'est ainsi que fut appelée plus tard l'« Association internationale pour la mesure du grade ») de parvenir à Madrid en 1924 à la résolution d'adopter un ellipsoïde unique comme surface de référence pour tous les réseaux. On attribua à cet ellipsoïde, appelé *ellipsoïde international,* un demi-axe principal a et un aplatissement f de valeur :

$$a = 6\,378\,388 \text{ m} \pm 35 \text{ m}, \qquad f = 1/297{,}0 \pm 0{,}8.$$

Une contribution essentielle pour parvenir à cet accord et à ce résultat fut apportée par les travaux théoriques

et expérimentaux de deux savants : l'Allemand F. R. Helmert et l'Américain M. Hayford; en plus de 20 ans d'examen critique du matériel recueilli, ceux-ci parvinrent à des formulations très précises et très concordantes des paramètres dimensionnels de l'ellipsoïde terrestre.

Orientations de la recherche géodésique moderne

La recherche géodésique de tous ces siècles tendait essentiellement à déterminer la forme et les dimensions de la Terre. De la sphère d'Ératosthène à l'ellipsoïde international, le progrès a toujours eu une direction unique : perfectionner la représentation analytique de la forme de la Terre et augmenter la précision dans l'établissement de ses dimensions. Tous les savants reconnurent le même ellipsoïde international et le proposèrent seulement comme une représentation approchée de la figure de la Terre. Car au fur et à mesure qu'augmentaient la rigueur de la recherche théorique et la sensibilité des instruments de mesure, cette figure échappait de plus en plus à une formulation précise. Quelle était la surface réelle susceptible d'être prise comme figure de la Terre ? La surface physique ? Une surface idéale géométrique plus proche que toutes les autres de la surface physique ?

Déjà, du temps de Newton, on avait commencé à assimiler la surface de la Terre à une surface équipotentielle du champ de force de la pesanteur. Celle-ci n'était pas une surface réelle visible, mais plutôt une surface théorique. Par la suite, cette surface fut appelée *géoïde,* et ce terme est utilisé encore de nos jours.

Quelle est la forme réelle du géoïde ? Depuis la seconde moitié du XIXe siècle, c'est la question que la géodésie se pose. Tout en adoptant pour les besoins pratiques l'ellipsoïde international comme surface de référence, la géodésie sait que les deux surfaces ne coïncident pas et se préoccupe de déterminer les écarts de l'une par rapport à l'autre. Les recherches que cette préoccupation a suscitées se proposent essentiellement un double but : parvenir à mesurer les écarts entre les deux surfaces par des mesures sur la surface physique de la Terre et expliquer la raison de l'existence de certaines déformations locales évidentes de la surface.

Les théories mathématiques de Stokes fournirent l'indication sur la méthode à suivre pour connaître les « ondulations » du géoïde par rapport à l'ellipsoïde. Pour cela, il est nécessaire de connaître, toujours, et d'une manière de plus en plus détaillée, les variations de la pesanteur sur la surface physique de la Terre. Les mesures de pesanteur devinrent donc l'un des secteurs dans lesquels se poursuivit la recherche géodésique au cours de la dernière période. Ces mêmes mesures de pesanteur furent très utiles aussi pour étudier, et donc pour expliquer, les déformations locales les plus apparentes du géoïde.

George Everest, géodésien anglais, fournit quelques éléments expérimentaux qui venaient confirmer les hypothèses formulées, mais non prouvées, par d'autres. Everest s'aperçut qu'au voisinage de l'Himalaya, au fur et à mesure que l'on s'approchait de la chaîne montagneuse, la direction de la verticale, c'est-à-dire la direction du fil à plomb, accusait un écart de plus en plus grand, par rapport à la direction théorique, c'est-à-dire à la direction de la normale à l'ellipsoïde. Ce fait était connu déjà précédemment : la masse des montagnes perturbe le champ gravimétrique et provoque une sorte de bombement de la surface équipotentielle. Mais le résultat inattendu fut que, une fois qu'on eut calculé la perturbation théorique, et donc la déformation du géoïde comme conséquence de l'attraction des montagnes, cette déformation se révéla beaucoup plus grande que celle que l'on avait expérimentalement mesurée. Tout se passait comme s'il existait sous la montagne un défaut de masse compensant la masse saillante.

Ainsi naquit l'*hypothèse isostatique,* ou *isostasie,* qui venait confirmer les théories intuitives de quelques savants, parmi lesquels les Américains Pratt, Airy et le Français Faye. L'hypothèse isostatique tend à expliquer certains phénomènes très apparents liés à la croûte terrestre et aide à mieux comprendre l'orogenèse des continents.

Tel a été le développement historique de la géodésie, en tant que science théorique et expérimentale, jusqu'à nos jours; mais le futur a déjà commencé. Les perspectives et les intérêts n'ont pas changé : étude de la forme et des dimensions de la planète Terre, étude du géoïde et de ses caractéristiques globales et locales. En revanche, les moyens ont presque radicalement changé. Les ondulations du géoïde peuvent être « vues » de manière beaucoup plus détaillée et sensible depuis un satellite, c'est-à-dire hors de la surface physique de la Terre. En effet, au sol, les mesures sont souvent perturbées par des phénomènes parasites locaux. Ces perturbations arrivent très atténuées sur le satellite, où les observations correspondent donc à une vue plus authentique et plus homogène du géoïde. En outre, les satellites ont permis de ne plus limiter l'observation aux seuls terres émergées, limitation qui réduisait le champ d'observation du géodésien à seulement 1/5 de la surface du globe. Les triangulations continentales sont destinées à devenir des réseaux locaux du deuxième ordre : la triangulation mondiale est en train de naître, qui enveloppera la Terre tout entière dans un réseau de triangles spatiaux et qui permettra la détermination de la forme et des dimensions du globe.

Les surfaces de référence

Le champ de pesanteur

Le champ de pesanteur résulte de l'attraction newtonienne des masses qui constituent la Terre et de la force centrifuge engendrée par le mouvement de rotation de la Terre. Rappelons que l'intensité de la force d'attraction newtonienne f_N est donnée par :

$$f_N = K \frac{m_1 m_2}{r^2},$$

où m_1 et m_2 sont les masses qui s'attirent, r la distance entre les centres de gravité des deux masses et K la constante de gravitation universelle, qui tient compte des unités de mesure employées; la direction de la force est donnée par la droite qui joint les deux barycentres. L'intensité de la force centrifuge f_c, à laquelle est soumis un corps que l'on fait tourner à la vitesse angulaire ω autour d'un axe éloigné de son barycentre de la distance R, est donnée par la relation : $f_c = m_1 \omega^2 R$; la direction de cette force est la même que celle du rayon R, son sens est opposé à celui de l'axe de rotation. En tout point du champ, la force de pesanteur est le résultat de ces deux forces.

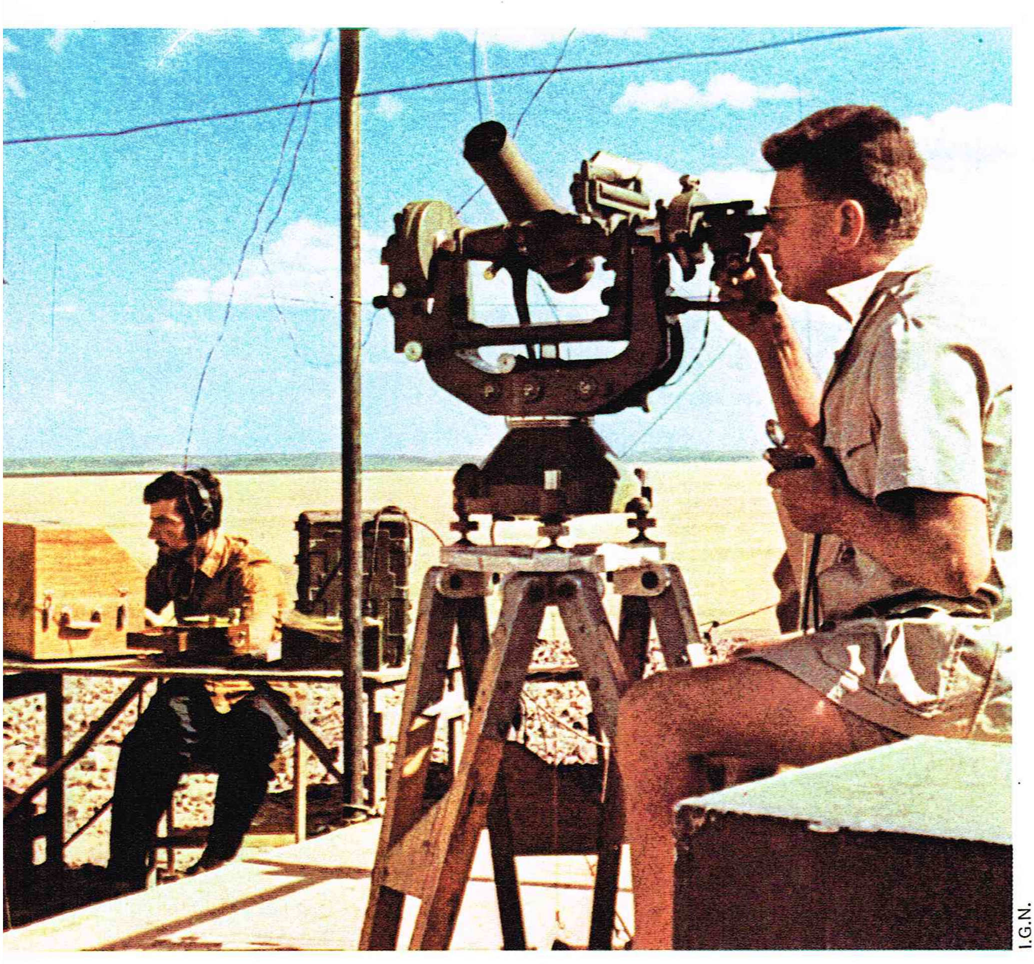
Surfaces équipotentielles et géoïde

Les mêmes forces qui engendrent le champ agissent nécessairement sur chacun des éléments de matière qui constituent la Terre. Mais ces éléments ne bougent pas, bien qu'ils soient tous soumis à la force de pesanteur, parce que la résistance et la rigidité internes d'un corps à l'état solide s'opposent à la force de la pesanteur.

On peut légitimement se demander ce qu'il adviendrait si la rigidité du corps solide n'existait pas, c'est-à-dire si toute la masse de la Terre était non pas à l'état solide, mais à l'état liquide. Les éléments de matière, soumis à la force d'attraction newtonienne et à la force d'accélération centrifuge, seraient-ils alors en mouvement incessant? Non, parce que la masse à l'état liquide se stabiliserait dans une forme particulière d'équilibre, dans laquelle la résistance à la compression, propre aux liquides, et non plus les forces de cohésion, s'opposerait à la force de pesanteur. La surface qui contient toute la masse liquide de la Terre et la sépare de la partie externe, lorsqu'elle est en équilibre et qu'il n'existe pas d'influences provenant d'autres corps ou d'autres types de mouvement du corps, a une forme et une dimension constantes. Elle est appelée *surface équipotentielle*.

Déplacer une masse sur une telle surface n'exige d'autre effort que celui de vaincre le frottement et les forces d'inertie. En effet, sur tous les points de cette surface, la force de pesanteur est dirigée normalement à la surface (s'il en était autrement, la force provoquerait nécessairement un mouvement dans la masse liquide) ; or, on sait qu'il n'y a pas de travail lorsque le mouvement est normal à la force. En supposant alors la Terre composée d'une masse à l'état liquide, sa forme serait justement celle d'une surface équipotentielle. La *verticale* dans tous les points de cette surface, c'est-à-dire la direction du fil à plomb (qui coïncide avec la direction de la force de pesanteur), serait également normale à ce que nous pourrions appeler la *surface physique de la Terre,* ou *surface de discontinuité,* ou *séparation franche,* entre la partie liquide interne et la partie aérienne externe. Les théories cosmogoniques admettent que le système solaire avec toutes ses planètes s'est formé par séparation initiale de fragments de matière à partir d'un seul et immense corps gazeux central en rotation. Ces fragments se sont

◀ ***Page ci-contre, un signal d'observation géodésique.***


I.G.N.

▲ *Appareillage d'une station astronomique en campagne.*

progressivement condensés, et leur partie superficielle, ou croûte, a dû nécessairement passer par l'état liquide intermédiaire avant de passer à l'état solide. Tant que l'état liquide s'est maintenu, la surface de séparation entre la partie liquide et la partie gazeuse était nécessairement, à cause de l'existence du champ de force, une surface équipotentielle.

La surface topographique

Au cours des ères géologiques, la croûte terrestre a subi une série de changements évidents dans leurs aspects les plus macroscopiques : formation des plaques continentales, des fosses océaniques et des chaînes montagneuses. Ces mutations n'ont intéressé qu'une mince couche superficielle et n'ont pas été suffisantes pour bouleverser la forme de la Terre, laquelle par conséquent doit être très voisine de la surface équipotentielle du champ de la pesanteur dont nous avons parlé plus haut. Naturellement, les fractures continentales, les éventuels mouvements des continents, les fosses océaniques et les plissements montagneux ont localement altéré la forme de cette surface topographique. Les écarts entre la surface topographique et la surface équipotentielle (géoïde) peuvent atteindre près de 9 km pour les plus hautes montagnes et 11 km pour les fosses océaniques.

On pourrait être tenté d'affirmer que le géoïde coïncide avec la surface des mers et des océans. Cela n'est pas tout à fait vrai, même si en réalité la surface de l'hydrosphère est beaucoup plus semblable à la surface du géoïde que ne le sont la surface physique des continents et le fond des océans. Les marées, dues aux attractions des autres corps célestes (Soleil, Lune), les vents et les courants marins, les différences de température et de salinité perturbent l'état d'équilibre du liquide, qui, par conséquent, ne possède pas une forme constante dans le temps et ne coïncide pas non plus avec le géoïde. Donc, l'affirmation que la forme de la Terre est celle de la surface libre des océans, prolongée sous les continents, n'est pas tout à fait exacte, bien qu'elle soit très approchée.

Ellipsoïde terrestre

Vers le milieu du XVIII[e] siècle, Clairaut a montré que pour un fluide homogène ayant les dimensions et la vitesse de rotation de la Terre et soumis à sa propre attraction, la forme d'équilibre était un ellipsoïde de révolution d'aplatissement 1/232. Il avait obtenu des relations très remarquables reliant l'aplatissement f, la variation relative β de la pesanteur à sa surface et la latitude φ. La théorie de Clairaut permet de calculer la pesanteur g à la latitude φ :

$$g = g_E\,(1 + \beta \sin^2 \varphi + \ldots)$$

$$\text{avec } \beta = \frac{g_P - g_E}{g_E},$$

où g_P, g_E sont les valeurs de la pesanteur respectivement au pôle P et à l'équateur E

$$\text{et } \beta + f = \frac{5}{2}\frac{\omega^2 a}{g_E},$$

a étant le demi-grand axe de l'ellipsoïde.

En fait, l'aplatissement de l'ellipsoïde terrestre est plus faible (1/298). Cette différence s'explique en considérant l'équilibre d'une masse en rotation formée de fluides de densités différentes. Le fait que les satellites de la Terre se trouvent soumis non pas au champ de gravitation d'une masse ponctuelle ou sphérique, mais au champ de gravitation d'un ellipsoïde, entraîne que les orbites n'obéissent pas exactement aux lois de Kepler. Cet effet, déjà sensible pour la Lune, est encore plus marqué pour les satellites artificiels, plus proches de la Terre. Les inégalités qui en résultent pour leur mouvement sont beaucoup plus grandes, et leur proximité permet des observations très précises. De l'étude de leur mouvement on a tiré pour l'aplatissement la valeur 1/29 825, qui constitue à l'heure actuelle la meilleure approximation.

Toutefois, la nécessité d'adopter un ellipsoïde de calcul s'est imposée dès les débuts de la géodésie classique (XVIII[e] et XIX[e] siècle). Chaque nation a fait choix pour sa triangulation du modèle ellipsoïdique qui lui a paru, à l'époque, le mieux adapté. Le tableau ci-dessous donne quelques exemples de ces ellipsoïdes de référence nationale.

Pays	Ellipsoïde	Demi grand axe a (en m)	Aplatissement f
France	Clarke 1880	6 378 249,293	1/293,466 02
Grande-Bretagne	Airy 1830	6 377 542,178	1/299,324 96
Allemagne	Bessel 1841	6 377 397,155	1/299,152 81
Etats-Unis	Clarke 1866	6 378 206,400	1/294,978 70
U. R. S. S.	Krassovski 1940	6 378 245,000	1/298,3

Richard Colin

▶ *Tableau de quelques ellipsoïdes de référence.*

Tant que l'on cherchait à représenter une région du globe terrestre, il appartenait à chacun de choisir l'approximation qui lui paraissait la meilleure. Mais à partir du moment où l'on envisageait l'ellipsoïde comme la base d'un système de référence conventionnel, il y avait au contraire le plus grand intérêt à ce que ce système de référence fût choisi par une décision internationale. A Madrid, en 1924, l'Union géodésique et géophysique internationale (U.G.G.I.) choisissait l'ellipsoïde de Hayford.

● *Ellipsoïde de Hayford, dit international (1924).* La valeur de a est tirée de l'analyse des triangulations, notamment en Amérique du Nord ; b provient de mesures gravimétriques ; f est tiré de la formule de Clairaut.

$a = 6\,378\,388$ m $\quad f = \dfrac{a - b}{a} = 1/297$

$b = 6\,356\,911{,}946$ m

Pesanteur standard (en cm/s/s ou gals) :

$$g = 948{,}049\,(1 + 0{,}005\,288\,4 \sin^2 \varphi - 0{,}000\,005\,9 \sin^2 2\,\varphi)$$

● *Ellipsoïde de référence 1967.* Après l'avènement des satellites artificiels, on a défini un nouvel ellipsoïde de référence. L'analyse des trajectoires des satellites a donné très rapidement une valeur de l'aplatissement f. La constante (FM) de l'attraction universelle (pour la Terre) a été déterminée par des mesures directes de distances sur des satellites artificiels ou naturels (Lune). Le demi-grand axe a résulte d'estimations faites à partir de grandes géodésiques continentales, notamment aux États-Unis par Mme Irène Fischer de l'Army Map Service.

L'Union astronomique internationale, et à sa suite l'Union de géodésie et géophysique internationale, ont adopté les constantes suivantes :

$FM = 398\,603 \times 10^9$ m^3 s^{-2}

$a = 6\,378\,160$ m, $\omega = 7{,}292\,115\,146\,7 \cdot 10^{-5}$ s^{-1}

et, par suite, les grandeurs dérivées :

$f = 1/298{,}247\,167\,4$; $b = 6\,356\,774{,}516$ m

gravité standard (en gals) :

$$g = 978{,}038\,(1 + 0{,}005\,302\,4 \sin^2 \varphi - 0{,}000\,005\,9 \sin^2 2\,\varphi).$$

Le système géodésique de référence 1967 doit remplacer progressivement l'ellipsoïde de Hayford dans toutes les applications, notamment en gravimétrie. On peut considérer que le géoïde diffère de cet ellipsoïde tout au plus d'une centaine de mètres.

Les techniques de la géodésie

Astronomie géodésique et géométrie différentielle de l'ellipsoïde terrestre

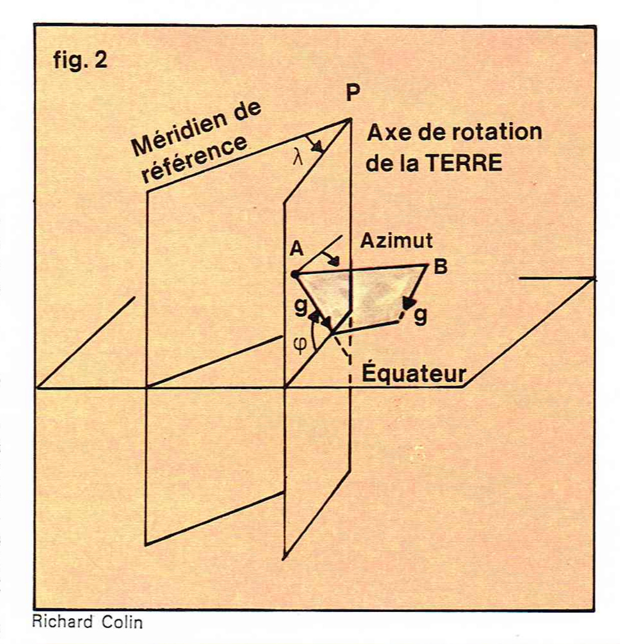
Comme nous l'avons vu précédemment, l'étude théorique du champ gravitationnel terrestre a conduit les géodésiens à admettre que l'expression analytique qui représente avec une bonne approximation la surface du géoïde est l'*ellipsoïde de révolution*. La mesure des dimensions de la Terre équivaut à la mesure d'un des demi-axes de l'ellipsoïde terrestre, en général le demi-axe équatorial a, étant donné que l'autre est déterminable si l'on connaît l'aplatissement.

Avant de donner un aperçu du procédé de mesure de a et des travaux qui ont été accomplis pour parvenir à sa détermination, il est nécessaire de donner quelques indications sommaires sur deux branches de la géodésie : l'astronomie géodésique et la géométrie différentielle de l'ellipsoïde, qui ont fourni des données et des instruments analytiques très importants pour résoudre ce problème géodésique fondamental.

— L'*astronomie géodésique* est l'ensemble des procédés pratiques et théoriques qui permettent de connaître, par rapport au système de référence plus général lié aux étoiles (système propre à l'astronomie), la direction de la verticale en un point quelconque de la surface des continents ou des îles, et la direction reliant deux points intervisibles de la surface terrestre. Les deux coordonnées astronomiques qui définissent la direction de la verticale en un point, coïncidant par définition avec la normale au géoïde, sont : la *latitude astronomique* φ et la *longitude astronomique* λ (fig. 2). On appelle *latitude astronomique* l'angle que la verticale forme avec le plan équatorial ; on appelle *longitude astronomique* l'angle dièdre entre le méridien astronomique qui contient le point et le méridien fondamental de référence ; on appelle *azimut astronomique* l'angle dièdre entre le méridien astronomique qui passe par A et la section normale en A qui passe par B ; le *méridien astronomique* d'un point est le plan vertical (qui contient la verticale en un point) parallèle à l'axe polaire, tandis que la *section normale* en A est un plan vertical (qui contient la verticale en A) qui passe par le point B.

Les mesures de φ, λ et A sont effectuées à l'aide d'instruments goniométriques très complexes, faisant intervenir la visée simultanément, non seulement des points du terrain, mais aussi de groupes d'étoiles (dont il faut connaître les coordonnées astronomiques de position). Les mesures de temps (indispensables pour déterminer λ) sont aujourd'hui énormément facilitées par les transmissions radio des signaux horaires provenant des observatoires répartis en différents points de la surface terrestre, où se trouvent les horloges atomiques les plus précises. Il serait trop long d'entrer dans les détails de ces opérations et des instruments employés qui permettent de déterminer les coordonnées φ, λ et A, avec des erreurs de l'ordre de quelques dixièmes de seconde sexagésimale.

— La *géométrie différentielle appliquée à l'ellipsoïde terrestre* a permis de résoudre certains problèmes d'un grand intérêt en géodésie. Avant tout, elle a étudié les caractéristiques de la surface ellipsoïdique et le comportement sur celle-ci de ces lignes particulières appelées *géodésiques* (la géodésique entre deux points est la ligne de la surface qui possède la longueur minimale parmi toutes celles que l'on peut tracer sur la surface et qui passent par les deux points donnés). Ensuite, après avoir fixé sur l'ellipsoïde un système de référence pour les coordonnées, avec des définitions très proches de celles des coordonnées astronomiques, elle a résolu le problème

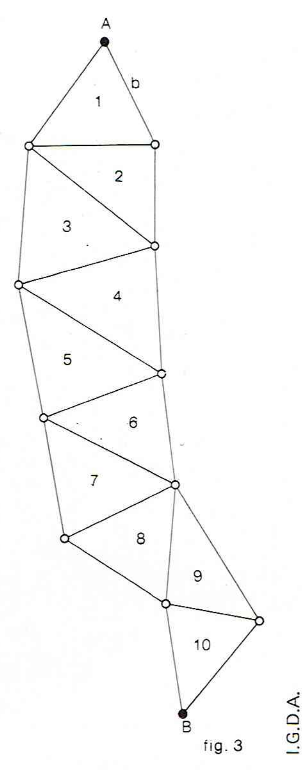


Richard Colin

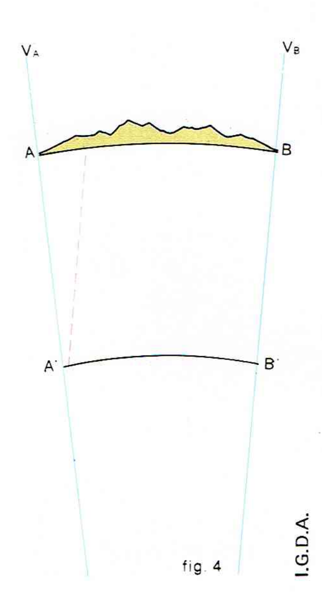
◄ *Fig. 2 : représentation schématique des coordonnées astronomiques : φ, latitude astronomique ; λ, longitude astronomique.*

▼ *Fig. 2' : représentation schématique des coordonnées ellipsoïdiques : φ', latitude ellipsoïdique ; λ', longitude ellipsoïdique.*

Richard Colin



▲ ***Fig. 3 : exemple schématique de triangulation géodésique sur une surface plane; en connaissant le point A, le côté b, pris comme base du premier triangle, et les deux angles à la base de ce dernier, le calcul trigonométrique permet, par des opérations successives sur les triangles construits au fur et à mesure, de déterminer la distance AB sur le plan.***



complexe qui consistait à calculer les coordonnées sur l'ellipsoïde d'un point B, en connaissant les coordonnées d'un point A et les valeurs mesurées de certains éléments géométriques (fig. 2'). On appelle *latitude ellipsoïdique* φ' d'un point A de la surface de l'ellipsoïde l'angle que la normale à l'ellipsoïde passant par ce point forme avec le plan équatorial. On appelle *longitude ellipsoïdique* λ' de A l'angle dièdre que le plan méridien ellipsoïdique en A forme avec le plan méridien de référence. On appelle *azimut ellipsoïdique* de B par rapport à A l'angle dièdre A' entre le méridien ellipsoïdique passant par A et le plan normal passant par A qui contient aussi B (ou section normale).

A leur tour, les *méridiens ellipsoïdiques* sont les plans qui contiennent la normale à l'ellipsoïde en chaque point et qui sont parallèles au demi-axe polaire de l'ellipsoïde.

Puisque l'ellipsoïde terrestre est un ellipsoïde de révolution, les méridiens ellipsoïdiques contiennent tous l'axe polaire de l'ellipsoïde terrestre et appartiennent donc à ce même faisceau, tandis qu'il en est autrement pour les méridiens astronomiques, puisque le géoïde n'est pas exactement une surface de révolution. Les formules de la géométrie des surfaces permettent d'obtenir les coordonnées ellipsoïdiques φ' et λ' d'un point B, une fois connues les coordonnées φ' et λ' d'un point A et une fois mesurée la longueur de la géodésique sur l'ellipsoïde qui passe par A et B, et l'azimut de B par rapport à A. Ces formules, très simples lorsque A et B sont proches, deviennent progressivement plus complexes au fur et à mesure que la géodésique augmente. Outre le problème direct, on a résolu le problème inverse qui consistait à calculer l'azimut et la longueur de la géodésique, une fois connus φ' et λ' relatifs aux deux points A et B.

Les triangulations géodésiques

Le schéma géométrique de la *triangulation sur une surface plane* est très simple (fig. 3). Du point A part une chaîne de triangles ayant un côté commun. Mesurons, pour chacun de ces triangles, deux angles, et déterminons, en outre, le côté b, par exemple, du premier triangle. Par de simples formules de trigonométrie plane, connaissant b et deux des angles du triangle 1, on obtient tous les autres éléments du triangle 1, en particulier le côté commun avec le triangle 2. En opérant de manière identique sur le triangle 2, on obtient tous les éléments de ce dernier, dont le côté commun avec le triangle 3, et ainsi de suite jusqu'au dernier triangle. Tous les éléments des triangles sont ainsi connus et, à l'aide de ces éléments et en utilisant toujours des relations trigonométriques, on arrive à connaître la distance AB sur le plan.

Ce schéma se complique considérablement lorsqu'on le transporte du plan sur la surface de l'ellipsoïde terrestre. Du point de vue pratique, il faut avant tout préciser quels sont les éléments à mesurer; la théorie indique qu'il faut mesurer les angles entre les tangentes aux géodésiques qui, issues d'un sommet, rejoignent les deux autres sommets du triangle ellipsoïdique; le côté *b* ainsi mesuré est lui aussi une géodésique sur l'ellipsoïde, par conséquent sa longueur est celle de la géodésique correspondante qui passe par les deux sommets consécutifs.

Quelques théorèmes fondamentaux viennent aider l'opérateur des mesures, puisqu'ils démontrent que, dans un espace limité, on peut adopter des modalités d'exécution approchées très simplifiées. Le domaine de validité de ces théorèmes est de plusieurs dizaines de kilomètres d'étendue. Ils énoncent : dans un tel espace limité, un triangle ellipsoïdique peut être considéré, du point de vue pratique, comme un triangle sphérique; les angles au sommet à mesurer sont les angles dièdres entre les sections normales qui contiennent les deux autres sommets du triangle; en effet, ces angles ne diffèrent que d'une quantité négligeable des angles entre les tangentes aux géodésiques qui contiennent les mêmes points; enfin, la longueur d'une géodésique entre deux points peu éloignés de l'ellipsoïde est égale à la longueur de l'arc de section normale. La section normale est un plan qui contient la verticale au sommet considéré et passe par l'autre point.

En vertu de ces théorèmes opérationnels, les angles au sommet de la *triangulation ellipsoïdique* sont mesurés à l'aide d'un théodolite (voir le chapitre consacré à la topographie). L'axe de rotation de l'alidade coïncide avec la verticale locale passant par le sommet du triangle. La longueur de la géodésique *b* est mesurée le long de la section normale de l'ellipsoïde qui passe par les deux premiers sommets. Puisque les mesures des longueurs sont en réalité exécutées sur la surface physique de la Terre, il faudra apporter à ces mesures des corrections opportunes pour tenir compte du fait que la surface physique ne coïncide pas avec l'ellipsoïde; il faut notamment se souvenir que les verticales ne sont pas parallèles et que, par conséquent, un arc de section normale mesuré sur un terrain extérieur au géoïde est plus long que l'arc correspondant sur l'ellipsoïde terrestre (fig. 4).

Dans ce même domaine de validité des théorèmes de la géodésie opérationnelle, le calcul des éléments inconnus des triangles ellipsoïdiques peut se faire sur une sphère dont le rayon peut être déterminé en fonction de la latitude ellipsoïdique moyenne des sommets du triangle. Cette sphère est appelée *sphère locale*. Donc la triangulation ellipsoïdique peut être opérée, triangle par triangle, comme une triangulation sphérique; celle-ci, à son tour, dans la limite d'approximation des mesures, peut être transposée avec les corrections voulues (en particulier la correction de l'excès sphérique) à une triangulation plane. On parvient ainsi à connaître, comme dans le schéma plan, la longueur de l'arc de géodésie comprise entre les sommets A et B.

Les méthodes que nous venons de décrire, certes avec une grande approximation, sont celles qui ont servi au XVIII[e] siècle, au début des grands travaux géodésiques; aujourd'hui, le mode d'opérer est très différent. Notons auparavant que la triangulation géodésique s'est révélée un instrument très utile, non seulement dans la poursuite de buts hautement scientifiques, comme la détermination des paramètres de forme et des dimensions de la Terre, mais aussi dans l'acquisition de connaissances d'un grand intérêt pratique, relatives à la forme des continents, à la structure de l'orographie, ce qui a permis la construction de cartes géographiques représentant métriquement la surface physique de la Terre.

A partir du XIX[e] siècle, la géodésie s'est essentiellement employée à couvrir de triangles toute la surface des continents, afin d'en révéler la forme et les dimensions véritables. Ainsi, on a vu apparaître, surtout en Europe, les *réseaux de triangulation nationale* (fig. 5 et 6).

Le territoire de chaque nation a été recouvert en entier par des triangulations géodésiques composées d'un réseau compact de triangles ayant plus ou moins les mêmes dimensions *(triangulation à réseau)* ou de chaînes de triangles, toutes reliées entre elles *(triangulation à mailles)*. Les sommets des triangles géodésiques (ayant chacun des côtés de plusieurs dizaines de kilomètres) ont été marqués par des ouvrages maçonnés, afin de les rendre facilement repérables, puisque le réseau trigonométrique est un patrimoine commun et, en tant que tel, doit pouvoir être utilisé par tous.

On vit apparaître des organismes spéciaux qui furent chargés de l'exécution d'un tel réseau dans les limites du territoire national et dont le rôle était également de veiller à sa conservation. Cette œuvre importante obligea la technique instrumentale et opérationnelle à accomplir des progrès formidables, et, à sa suite, on assista également au renouvellement des techniques du calcul numérique.

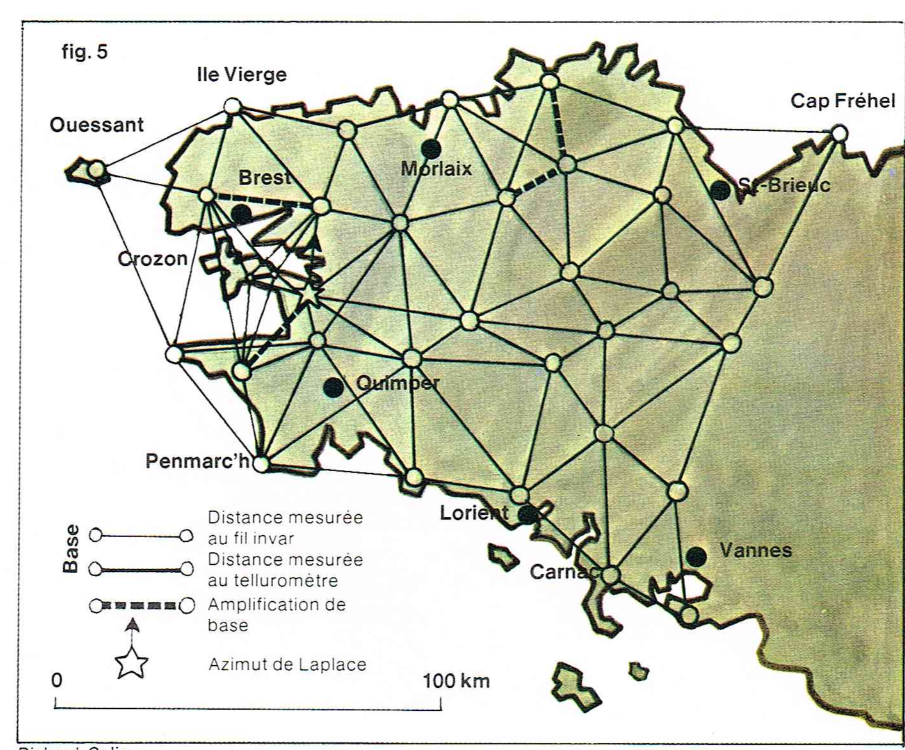
Si l'on songe qu'une seconde sexagésimale est la trois cent vingt-quatre millième partie d'un angle droit, on a une idée de la précision des *théodolites* utilisés dès la fin de la seconde moitié du XIX[e] siècle pour les triangulations européennes : ils permettaient la mesure d'un angle avec des erreurs de l'ordre de la seconde. Les mesures actuelles de chaque angle des triangulations du réseau géodésique se font encore avec une précision du même ordre. A chaque sommet du réseau, les angles entre les directions issues de ce sommet sont mesurés un nombre considérable de fois, en appliquant des règles qui éliminent ou réduisent les erreurs instrumentales (réitération, double retournement de la lunette). Les mesures sont effectuées à des heures convenables du jour afin d'éviter l'influence perturbatrice d'une insolation importante du sol.

Nous avons déjà dit que dans les triangulations, afin de pouvoir définir les dimensions des triangles, il faut mesurer une base correspondant à un côté d'un des triangles. Dans les triangulations nationales, on augmente le nombre des bases (une dizaine dans le réseau français), et leur mesure, grâce à des instruments et des procédés appropriés (amplification de la base), atteint une précision

remarquable : les erreurs relatives ne dépassent pas 1/1 000 000. C'est précisément dans ce domaine qu'on assiste aujourd'hui à une véritable révolution; les instruments électroniques, fondés sur la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques (vitesse de la lumière), permettent de mesurer avec une relative facilité des côtés, même très longs, des triangulations. Les mesures des bases dans un réseau trigonométrique peuvent être multipliées, augmentant ainsi la rigidité du réseau de triangles et donc la précision globale dans la détermination de la position des sommets. Les réseaux des triangles dans lesquels on mesure surtout les angles se transforment en réseaux où l'on mesure des angles et des côtés. Ces nouveaux réseaux sont qualifiés de *réseaux mixtes*.

De ce que nous venons de dire (mesure de tous les angles internes de tous les triangles et mesure de plusieurs longueurs), il résulte que les mesures sont en nombre beaucoup plus grand que le nombre strictement nécessaire pour déterminer géométriquement les éléments du réseau. Ces données surabondantes peuvent donc servir pour un contrôle utile de l'exactitude des mesures exécutées (par exemple, la somme des angles internes d'un triangle doit être égale à un angle plat).

De grands mathématiciens et des géodésiens célèbres (Gauss et Bessel) introduisirent en collaboration des innovations révolutionnaires dans le calcul des réseaux et utilisèrent toutes les mesures effectuées, obtenant ainsi non seulement un contrôle des mesures, mais aussi une amélioration sensible des résultats. C'est ainsi que naquit au XIX[e] siècle, au sein de la géodésie, une science qui est devenue aujourd'hui presque indépendante, la *théorie des erreurs*.



Richard Colin

▲ *Fig. 5 : un exemple de triangulation : la triangulation de la Bretagne.*

◄ *Page ci-contre, fig. 4 : représentation schématique qui illustre la nécessité de réduire à l'ellipsoïde terrestre les bases mesurées sur la surface physique de la Terre :* A, B, *points de la surface terrestre;* A', B', *points correspondants sur l'ellipsoïde;* V_A, V_B, *verticales passant par les points* A *et* B.

Station astronomique
Base

I.G.N.

◄ *Fig. 6 : réseau de triangulation de 1[er] ordre sur la France.*

La compensation des réseaux géodésiques est l'une des plus imposantes opérations de calcul entreprises au moment où les calculatrices électroniques connaissent un développement prodigieux. Le soin extrême dans l'exécution des mesures, l'étude approfondie des procédés qui réduisent au minimum les influences nuisibles, la rigueur des calculs (dont on ne se contente pas de passer minutieusement les résultats au crible, mais dont on annonce aussi le degré de fiabilité) rangent aujourd'hui les géodésiens, avec les astronomes de position, parmi les « mesureurs » les plus raffinés.

Les paramètres d'un réseau géodésique

Le calcul des coordonnées ellipsoïdiques des sommets des triangulations nationales suppose la connaissance des paramètres de l'ellipsoïde, la définition d'un point fondamental, sa mise à l'échelle et l'orientation du réseau. Le processus de détermination est le suivant : on choisit un point central du réseau qui est pris comme point fondamental de tout le réseau (pour la France, ce sommet est le Panthéon à Paris). On détermine les coordonnées astronomiques φ et λ de ce point, et l'on pose comme hypothèse que celles-ci coïncident avec les coordonnées ellipsoïdiques de ce même point. On détermine en outre l'azimut astronomique d'un côté du réseau issu du point fondamental, et l'on suppose que, pour ce point, l'azimut astronomique et l'azimut ellipsoïdique coïncident. De cette manière, le réseau est accroché à l'ellipsoïde ainsi orienté. Partant de ce point central, à l'aide des formules du transport des coordonnées sur l'ellipsoïde, on obtient les coordonnées ellipsoïdiques φ' et λ' de tous les autres sommets, utilisant comme mesure angulaire et comme longueur des côtés les valeurs compensées obtenues par les calculs de la triangulation géodésique. Les formules du transport contiennent les paramètres *a* et *f*. Pour ces derniers, on utilise des valeurs approchées, pour parvenir ensuite, comme nous le verrons, à des valeurs définitives mieux adaptées à la situation locale. Pour atteindre ce deuxième but, on détermine la latitude et la longitude astronomiques φ et λ d'un groupe d'autres sommets uniformément répartis sur le réseau. La comparaison entre les coordonnées astronomiques et les coordonnées ellipsoïdiques de ces points conduit à la détermination de ce que l'on appelle habituellement la *déviation de la verticale,* que l'on définit de la manière suivante par ses composantes sud-nord et ouest-est :

$$\xi = \varphi - \varphi' \eta = (\lambda - \lambda') \cos \varphi,$$

λ' et φ' étant les coordonnées ellipsoïdiques.

Cette déviation peut être due en partie aux discordances locales existant entre le géoïde et l'ellipsoïde, en partie au fait que l'on a utilisé pour définir l'ellipsoïde des paramètres insuffisamment corrigés et au fait que, à l'origine, l'ellipsoïde n'a pas été parfaitement orienté. On procède alors au calcul des corrections à apporter tant aux paramètres *a* et *f* de l'ellipsoïde qu'à son orientation itiniale, afin de rendre minime la déviation de la verticale, ou écart entre la verticale géoïdique (déterminée astronomiquement) et la normale ellipsoïdique dans tous les points où l'on a effectué les mesures astronomiques. Ces points sont appelés *points de Laplace.* Après cette adaptation du réseau sur l'ellipsoïde, les déviations de la verticale aux points de Laplace ne disparaissent pas. Les écarts résiduels sont dus essentiellement aux déformations locales du géoïde par rapport à l'ellipsoïde. Celles-ci sont, de ce fait, extrêmement intéressantes.

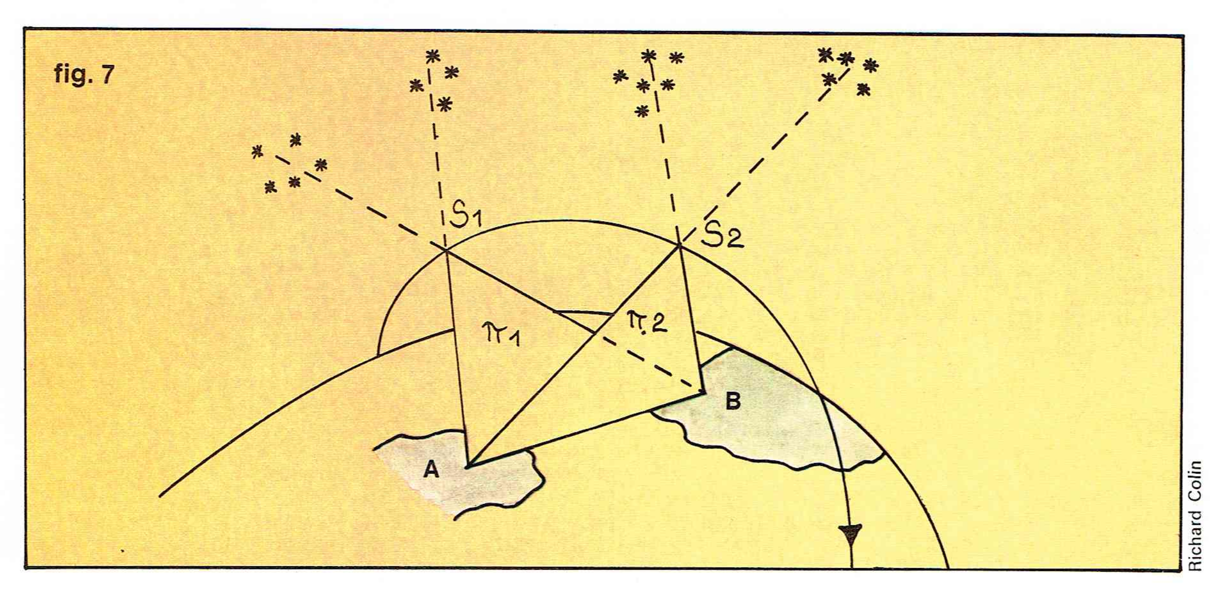
Actuellement, l'ère des triangulations géodésiques nationales est dépassée. Déjà depuis la fin de la Dernière Guerre mondiale, on travaille à relier entre eux les réseaux continentaux. En Europe, en particulier, la Commission géodésique internationale est en train d'achever la compensation globale de tous les réseaux jusque-là indépendants. Cette opération a exigé d'une part une révision des jonctions aux points de frontière, d'autre part un choix parmi les réseaux des chaînes les plus adaptées pour se raccorder en mailles de dimensions énormes; enfin, il a été nécessaire d'uniformiser la répartition des points de Laplace sur toute l'Europe. Il est inutile de souligner l'énormité des calculs que la compensation globale de la triangulation européenne exige. L'exécution d'un calcul qui comporte la résolution de systèmes contenant des milliers d'inconnues n'est envisageable que grâce à l'emploi des ordinateurs modernes. Quel en sera le résultat ? Toute l'Europe aura un système unique de référence et un ellipsoïde unique. Par-delà les divisions nationalistes, la science géodésique, comme toutes les sciences, conduit à l'unité.

Le réseau mondial

Cette tendance unitaire dans l'étude de notre planète vit actuellement un de ses moments les plus importants, celui de la *triangulation mondiale.* Jusqu'à présent, les triangulations qui s'étaient déployées sur le territoire national pouvaient aspirer, au mieux, à devenir des triangulations continentales, ou à la limite, intercontinentales. Cette aspiration était absurde, si l'on songe à l'exiguïté des mailles de ce réseau et donc à la fragilité de la couverture qu'il était possible d'obtenir à l'aide de la triangulation terrestre. Quoi qu'il en soit, même en situant ce projet dans le domaine du raisonnable, seulement 1/5 de la surface terrestre aurait pu être dominé par les géodésiens avec l'instrument de la triangulation terrestre. La connaissance et la détermination directe de la position réciproque des continents auraient échappé complètement au champ d'investigations.

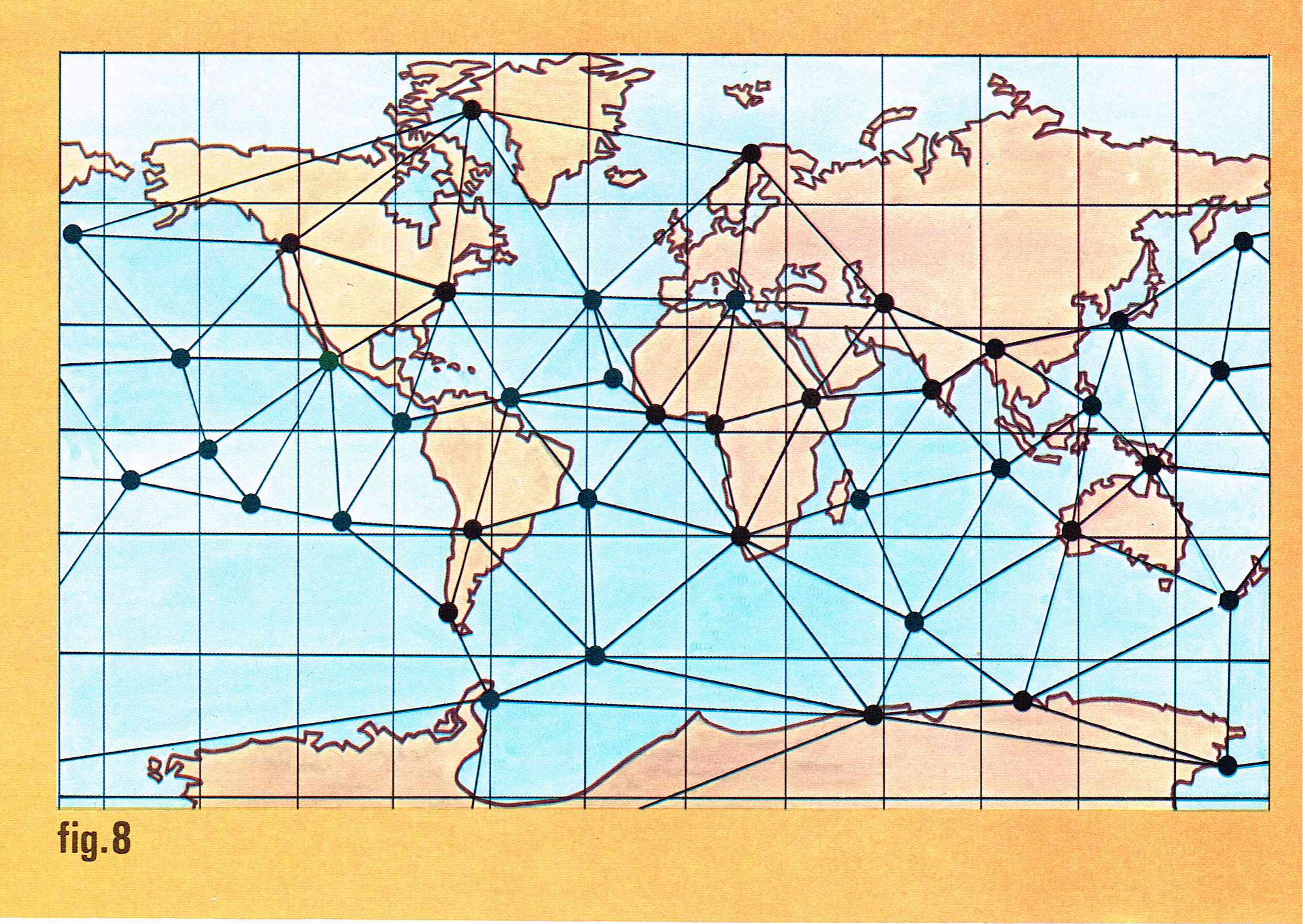
L'ère spatiale a permis de surmonter ces difficultés qui, naguère encore, paraissaient infranchissables, et a rendu possible de concevoir et de commencer à exécuter un réseau mondial de triangulation.

— Nous exposerons ici une des techniques utilisées en géodésie spatiale géométrique : la *photographie de satellites sur fond d'étoiles.* L'hypothèse de départ est que l'astronomie de position, à travers des mesures poursuivies pendant de longues années et obtenues à partir de différents points de la surface terrestre, s'est fixé pour but de connaître les coordonnées stellaires indépendamment de la référence terrestre et avec une précision élevée. Il est donc possible, en se référant au



▶ *Fig. 7 : représentation graphique de la triangulation spatiale sur fond d'étoiles.*

le réseau mondial du coast and geodetic survey



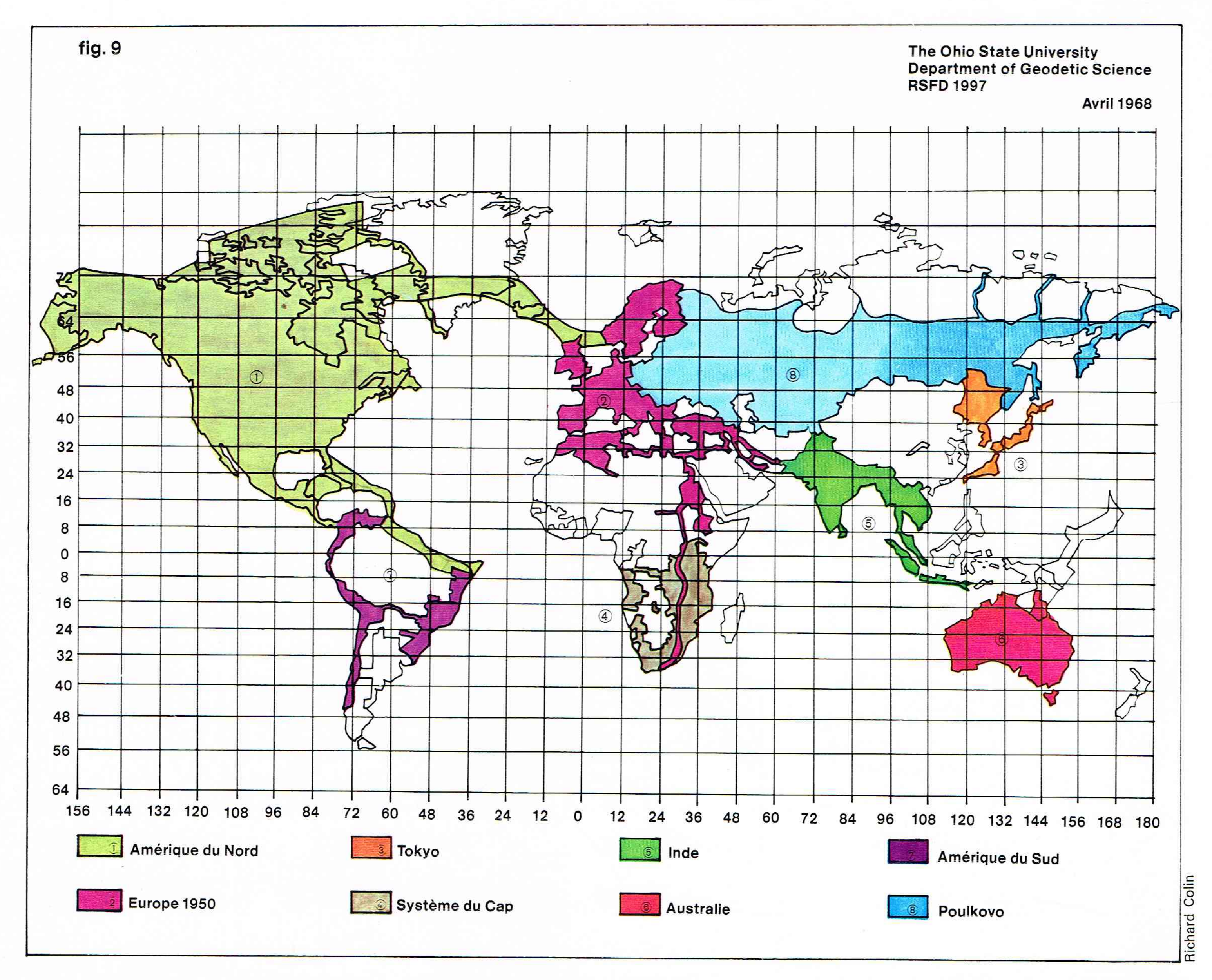
Richard Colin

système de directions spatiales connues, représentées par les étoiles, de déterminer à partir d'un point A de la surface terrestre la direction AS_1 (fig. 7), où S_1 est un point de l'espace extérieur à la Terre, mais beaucoup plus proche des étoiles. La détermination de la direction spatiale AS_1 s'obtient en photographiant à partir de A, avec des chambres photographiques spéciales, l'objet situé en S_1, sur le fond duquel apparaît un groupe d'étoiles de direction connue. Connaissant la position relative de l'image de S_1 et des étoiles, et la distance focale de la chambre, il est possible de calculer la direction cherchée AS_1. Si l'on photographie à nouveau S_1 à partir d'un autre point B de la surface terrestre, en se servant d'un appareillage identique, on pourra déterminer, en utilisant un autre groupe d'étoiles, la direction spatiale BS_1. Les deux directions AS_1 et BS_1, qui ont en commun le point S_1, déterminent un plan, le plan π_1 (ABS_1), qui sera donc, lui aussi, de position spatiale connue. Opérons soit depuis A, soit depuis B de manière analogue, en utilisant le point spatial S_2. On obtiendra, par un procédé identique, le plan π_2 (ABS_2) de position spatiale connue. Les deux plans π_1 et π_2 se coupent le long d'une droite qui passe par A et B. Puisque les deux plans ont une position spatiale connue, la droite AB sera elle aussi spatialement déterminée par référence aux étoiles, sans qu'il soit nécessaire que les points A et B soient réciproquement visibles, et donc même lorsque la distance AB est de l'ordre de milliers de kilomètres.

Les points S_1 et S_2 situés en dehors de la surface terrestre sont matérialisés par des satellites artificiels qui, tournant à une distance moyenne du sol de plusieurs centaines de kilomètres, se trouvent en position favorable pour remplir ce rôle. Puisque le satellite tourne autour de la Terre, il est nécessaire que les déterminations A et B soient simultanées, autrement les deux directions ne se couperaient pas et, par conséquent, ne détermineraient pas un plan. La perfection technique atteinte aujourd'hui par les appareils optiques et photographiques, la facilité avec laquelle on obtient la simultanéité des deux images, la précision et la commodité dans la mesure du temps rendent suffisamment exacte la détermination de la direction axiale AB ; cependant ces mesures exigent une technique et un soin tout particuliers.

En appliquant le principe géométrique décrit et en utilisant un grand nombre de satellites passifs (réfléchissant la lumière solaire) qui sillonnent actuellement notre ciel, on a pu étudier et on est en train de réaliser un réseau de triangles qui couvre toute la surface de la Terre (fig. 8).

▲ ***Fig. 8 : le réseau mondial du* Coast and Geodetic Survey *par photographie sur fond d'étoiles du satellite Pageos.***



▲ *Fig. 9 : les grands systèmes géodésiques mondiaux.*

▶ *Page ci-contre, le « Geos-C » (Geodetic Earth Orbiting Satellite), un des satellites projetés par la N. A. S. A. pour des mesures géodésiques.*

▼ *Fig. 10 : représentation graphique de la* **déviation relative de la verticale**, θ. *La connaissance de cette déviation est l'une des deux méthodes qui permettent de connaître la forme du géoïde ; l'autre méthode utilise les anomalies de la gravité.*

fig. 10

Normale

M_o

M

Normale

Verticale

θ

ELLIPSOÏDE

GÉOÏDE

ξ

η

Verticale

$\vec{g}_{M_o}$

$\vec{g}_M$

Richard Colin

Chaque côté sera déterminé dans sa position spatiale par l'intersection stellaire obtenue grâce aux satellites, tandis que les dimensions du réseau mondial seront obtenues en utilisant les réseaux continentaux déjà existants, convenablement complétés par d'autres mesures (fig. 9).

Au terme de cette colossale opération, on sera parvenu non seulement à connaître directement la position relative des continents, mais aussi la forme de la Terre, déduite à partir d'une structure rigide qui l'enveloppe entièrement, sans qu'il soit nécessaire de recourir à aucune hypothèse de base. Bien qu'on ne s'attende pas à de grosses surprises dans les résultats, ce sera néanmoins un grand jour pour la géodésie lorsqu'on pourra achever autour de la Terre cet énorme réseau de triangles.

— Une deuxième technique consiste à faire des *mesures de distances sol-satellite par laser*. La combinaison laser et photos sur fond d'étoiles permet des réalisations efficaces. On citera comme exemples deux connexions intéressantes réalisées par la France : le rattachement des Açores au continent par Écho I et Écho II (1966), et la liaison Europe-Afrique (1969).

— Ces méthodes tendent à être supplantées par le *procédé Doppler*. Par comparaison des fréquences entre un émetteur au sol et un émetteur embarqué à bord d'un satellite, on obtient sa vitesse radiale. En intégrant celle-ci entre des positions successives du satellite, on calcule la position relative du point au sol par rapport à l'orbite du satellite. Le système Transit, mis au point et diffusé par

l'U.S. Navy, permet la détermination de position à quelques mètres près.

Détermination des écarts entre géoïde et ellipsoïde

La triangulation mondiale vise surtout à déterminer de manière directe la forme et les dimensions de la surface de la Terre, indépendamment de toute hypothèse mathématique plus ou moins valable relative à la figure géométrique de la surface équipotentielle adoptée comme représentation de la planète Terre. On peut parvenir à connaître la forme du géoïde selon deux procédés différents : le premier, dû à Villarceau (1873), utilise les *déviations de la verticale,* le second, dû à Stokes (1848), utilise les *anomalies de la gravité.* Les fondements théoriques de l'un et de l'autre sont complexes ; nous essaierons cependant de les illustrer de manière simplifiée. Nous avons dit que les triangulations permettent de déterminer les coordonnées ellipsoïdiques (λ' et φ') des sommets, une fois le réseau orienté au point fondamental, en considérant que la verticale et la normale à l'ellipsoïde coïncident en ce point et que l'azimut astronomique et l'azimut ellipsoïdique d'un des côtés issus de ce même point coïncident également. Si l'on mesure maintenant, pour l'un quelconque des sommets, les coordonnées astronomiques λ et φ, celles-ci différeront des coordonnées ellipsoïdiques des quantités :

$$\xi = \varphi - \varphi' \quad \text{et} \quad \eta = (\lambda - \lambda') \cos \varphi,$$

qui, comme nous l'avons déjà dit, constituent *les composantes des déviations relatives de la verticale.*

La déviation de la verticale est illustrée sur la figure 10, où M_0 est le point fondamental et M le sommet de la triangulation pris en considération.

Si l'on connaît les valeurs η et ξ, en pratique pour un nombre suffisant de points situés à des distances convenables, l'écart h entre le géoïde et l'ellipsoïde entre deux points M et N est donné par l'expression suivante :

$$h_M = \eta\,(\lambda_M - \lambda_N) \cos \varphi + \xi\,(\varphi_M - \varphi_N).$$

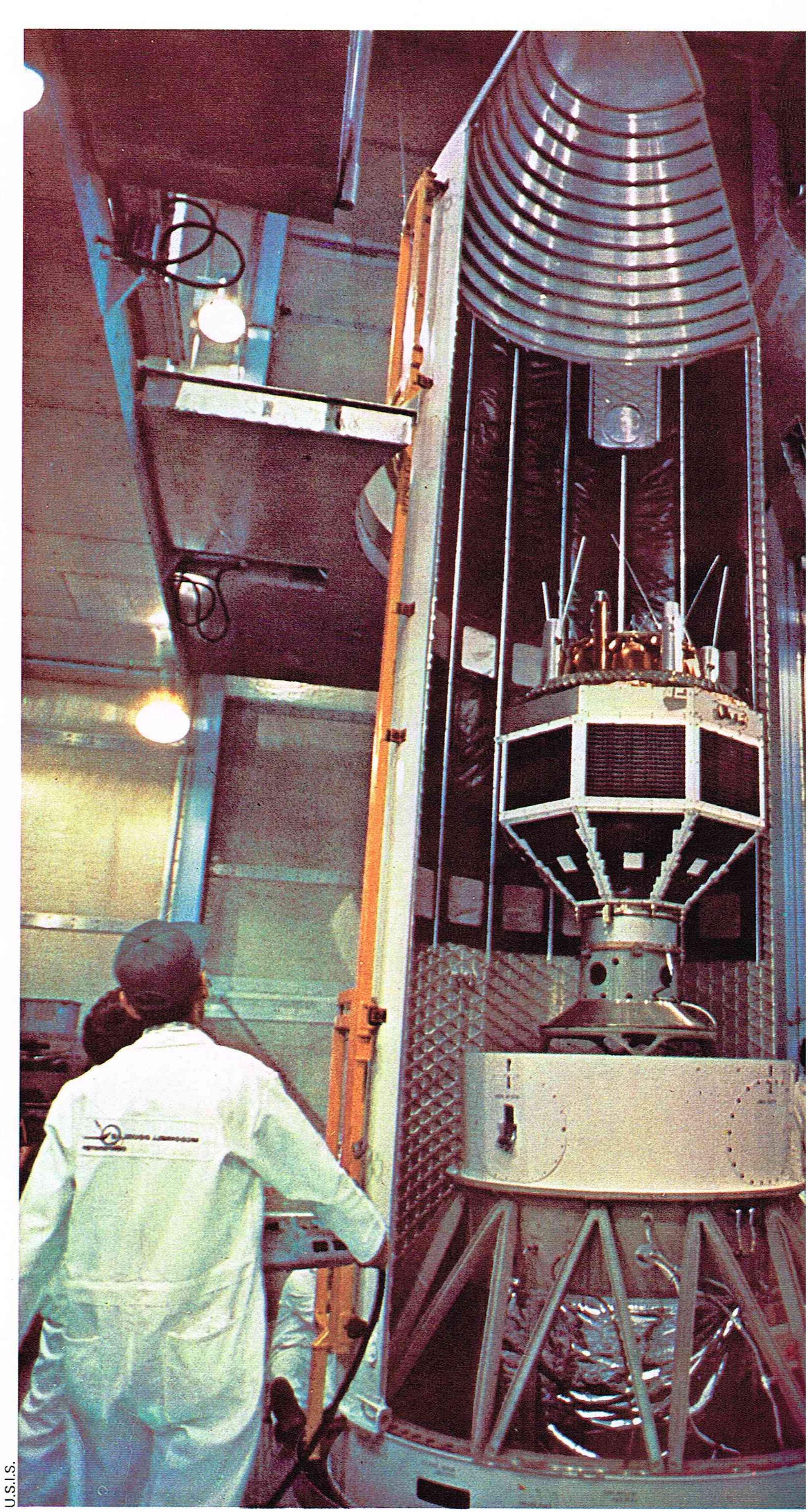
L'expression pour le calcul de h_M est valable uniquement si l'on accepte certaines hypothèses théoriques. Ce procédé, appelé nivellement astro-géodésique, permet la détermination des écarts entre l'ellipsoïde (figure connue) et le géoïde (figure inconnue). Il est fondé sur les déviations de la verticale et donc sur l'existence de triangulations de type continental. Il ne peut donc être étendu à toute la Terre, mais seulement aux continents et à des portions de continent. Les sommets sur lesquels sont déterminées les composantes de la déviation de la verticale sont en nombre très limité même sur les continents.

Le procédé qui utilise les anomalies de la gravité et la *formule de Stokes* est d'une application plus simple et sans limitation. En effet, les mesures de gravité peuvent être effectuées même sur la mer (Vening Meinesz) ; il s'agit de mesures simples et indépendantes. Expliquer comment est obtenue la formule de Stokes est une entreprise ardue, fondée sur des notions mathématiques très spécialisées.

Il suffira — pensons-nous — de donner un aperçu des fondements qu'elle suppose et de son application concrète.

Le mathématicien Dirichlet, dans la première moitié du XIXe siècle, avait résolu le problème qui porte son nom et qui énonce qu'il est possible de déterminer un champ de forces et donc ses surfaces équipotentielles lorsque ce même champ est régulier et que, de plus, sont connues les intensités des forces du champ sur les points d'une surface connue. En appliquant cette solution générale au cas du champ des forces de pesanteur et en prenant comme surface de référence l'ellipsoïde sur lequel les valeurs de la gravité sont connues en tout point, Stokes utilisa les mesures réelles de gravité, supposées effectuées sur le géoïde, pour parvenir à la détermination des différences entre les deux surfaces, donc à l'écart N entre une surface et l'autre.

Le calcul de l'écart par la formule de Stokes exige que soit connue la valeur de l'*anomalie de la gravité* non seulement au point considéré mais aussi autour de ce point, sur une étendue de plusieurs milliers de kilomètres. En utilisant le réseau de stations où a été mesurée la gravité étendue à toute la surface terrestre, le géodésien Uotila, en 1962, a calculé grâce à la formule de Stokes les écarts entre géoïde et ellipsoïde pour toute la Terre : *géoïde*



U.S.I.S.

Uotila (fig. 11). En dépit de son caractère général, ce résultat est très intéressant : on en déduit que les écarts sont toujours, en valeur absolue, inférieurs à 100 m et que sur la surface terrestre, aux alentours de l'équateur, il existe une suite de zones présentant alternativement un écart négatif et un écart positif de même importance. Récemment, le géodésien français J.-J. Levallois a donné du géoïde européen une description très détaillée en combinant les méthodes astrogéodésiques et gravimétriques (fig. 12).

L'étude minutieuse de la forme du géoïde a une importance vraiment considérable, dépassant le simple intérêt scientifique qu'offre la connaissance de la forme de la surface équipotentielle par laquelle nous définissons la Terre. En effet, puisque le géoïde est une surface équipotentielle du champ de forces de la pesanteur, dont la composante principale est donnée par l'attraction newtonienne des masses qui constituent la planète, toute altération de forme de cette surface est reliée à une perturbation de l'homogénéité, c'est-à-dire de la répartition des masses internes de la surface physique. Même s'il est possible par le calcul de déduire l'importance de la perturbation du géoïde ainsi que la forme et la position des masses qui en sont responsables, la connaissance des ondulations du géoïde constitue, elle aussi, une source d'informations très utiles sur la structure de l'écorce et des parties internes de la Terre, sur les mouvements orogéniques qui ont engendré les montagnes et les océans, sur les états d'équilibres actuels, et donc sur les efforts et sur les mouvements auxquels l'écorce est soumise encore aujourd'hui. Cette orientation de recherche de la géodésie physique est extrêmement intéressante et nous fournira sans doute des connaissances très utiles sur la nature et sur l'état de notre planète.

Enfin, la connaissance du potentiel terrestre permet de calculer les orbites de satellites avec une haute précision, et ainsi d'autoriser les liaisons géodésiques terrestres proches ou lointaines.

Les altitudes

Par les procédés de triangulation ou par les méthodes astronomiques, on peut établir la direction dans l'espace de la ligne qui, passant par le point étudié, est normale à l'ellipsoïde dans le premier cas, ou au géoïde dans le second cas, mais non la position du point sur cette droite.

On appelle *altitude* la longueur du segment qui définit la position d'un point de la surface physique sur une telle ligne et qui est comprise entre le point considéré et la surface de référence (ellipsoïde ou géoïde) choisie. La ligne sur laquelle on repère la position d'un point est la *ligne de force* du champ de pesanteur, c'est-à-dire la ligne qui a pour tangente, en chacun de ses points, la direction du fil à plomb. Généralement, cette ligne n'est pas une droite ; cependant on peut, en considérant une très faible portion de la surface physique de la Terre, la considérer comme rectiligne et coïncidant avec la normale ou verticale du point étudié. La figure 13 illustre la définition de cote orthométrique du point M, c'est-à-dire de la cote obtenue en prenant comme surface de référence le géoïde. On appelle *différence d'altitude,* ou *dénivelée,* la différence entre les altitudes de deux points de la surface terrestre.

Le problème relatif à la détermination des altitudes des points de la surface physique est double. Il faut d'une part choisir le niveau d'*altitude zéro,* d'autre part trouver une méthode pratique permettant de mesurer les dénivelées entre deux points.

▼ *Fig. 11 : le géoïde du S. A. O. (Smithsonian Astrophysical Observatory), avec indications des écarts (en mètres) entre géoïde et ellipsoïde pour toute la surface de la Terre (l'aplatissement de la surface de référence est 1/298,55).*

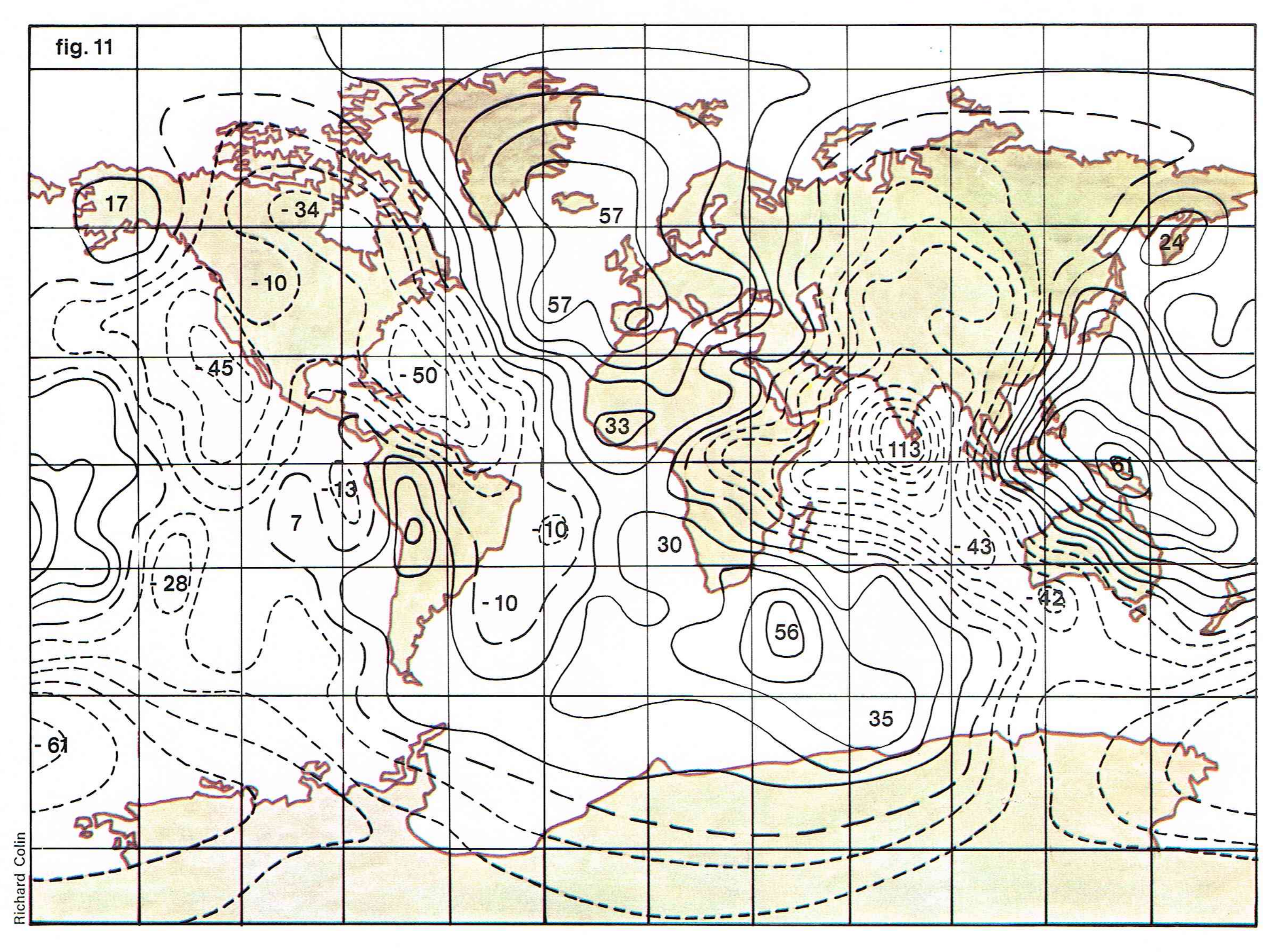


fig. 12

Richard Colin

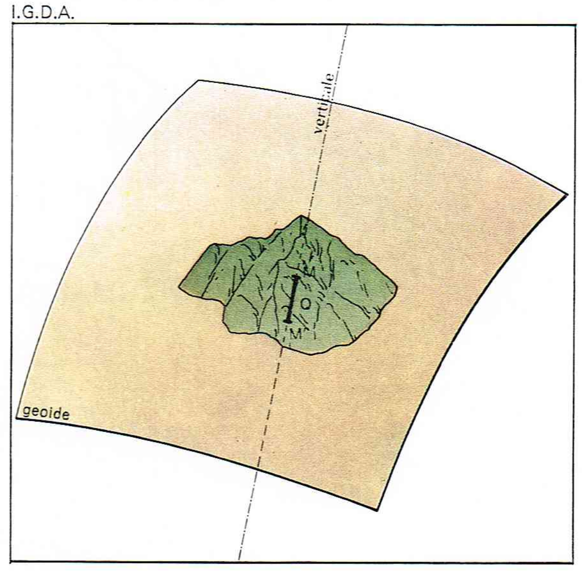
◀ *Fig. 12 : le géoïde en Europe de Levallois et Monge (1973) : l'intervalle entre deux lignes successives correspond à un écart de 1 m entre géoïde et ellipsoïde.*

Altitude zéro

On a pris comme altitude zéro le niveau moyen de la mer en un lieu déterminé de la côte. On sait que le niveau de la mer n'est pas stable et qu'il subit des perturbations dues à des mouvements de différentes natures (mouvements des vagues, marées, courants, etc.) ; le niveau instantané est mesuré à l'aide des **marégraphes**, instruments de conception très simple qui enregistrent les variations de niveau de la surface libre des eaux par rapport à la côte rocheuse. La moyenne établie sur plusieurs années de toutes les positions du niveau de la surface libre de l'eau, enregistrées par un marégraphe donné, situé en un point donné de la côte, est prise comme position altimétrique zéro.

Il n'existe pas un *point marégraphique* unique pour toute la Terre, mais, en général, chaque nation qui touche à la mer a choisi son propre point zéro. Actuellement on tend, du moins en Europe, à unifier le réseau marégraphique. En France, le marégraphe de référence est situé à Marseille, mais il existe dans d'autres localités côtières environ une dizaine de marégraphes, qui, reliés au marégraphe fondamental, permettent l'étude du comportement séculaire global tant de l'écorce terrestre que de la mer.

I.G.D.A.

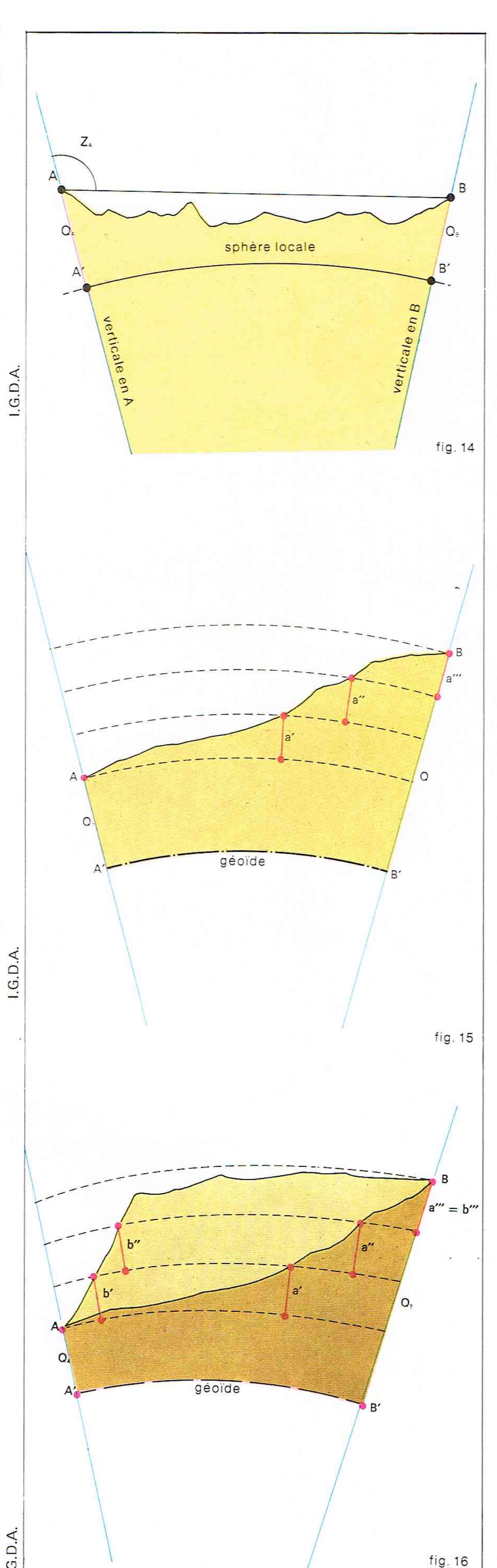


◀ *Fig. 13 : représentation de la cote orthométrique (Q), c'est-à-dire de la cote d'un point M de la surface terrestre rapporté au point correspondant M' sur le géoïde.*

▶ *Fig. 14 : nivellement trigonométrique : Q_A, Q_B, cotes rapportées à la sphère locale ; Z_A, angle zénithal.*

▶ *Fig. 15 : nivellement géométrique avec surfaces équipotentielles parallèles.*

▶ *Fig. 16 : nivellement géométrique avec surfaces équipotentielles non parallèles.*



Mesure des dénivelées entre deux points de la surface physique

Cette mesure peut s'effectuer par le nivellement trigonométrique, ou par le nivellement géométrique.

— Le *nivellement trigonométrique* est fondé sur la mesure des angles zénithaux, c'est-à-dire des angles que forme la direction de visée qui joint le couple de points avec les verticales en chacun des points du couple. Sur la figure 14, la dénivelée $\Delta Q_{AB} = Q_B - Q_A$, où chaque altitude est calculée en fonction de l'angle zénithal Z_A et de la position relative des deux points sur l'ellipsoïde. Pour compliquer et augmenter l'imprécision de l'expression algébrique qui conduit au calcul ΔQ_{AB}, vient s'ajouter l'effet de la réfraction atmosphérique : à cause de la stratification de l'air, le rayon optique ne traverse pas l'atmosphère en ligne droite, mais subit une courbure variable avec les conditions météorologiques : température, pression, hygrométrie, etc. Cet effet est corrigé par l'introduction d'un *coefficient de réfraction*. Mais, étant donné l'incertitude avec laquelle on connaît la valeur de celui-ci, le nivellement trigonométrique ne permet pas de calculer les altitudes avec une précision supérieure à quelques centimètres.

— Le *nivellement géométrique* est fondé sur le principe du cumul des dénivelées élémentaires, mesurées entre points très proches, généralement à moins de 100 m. Cette méthode est mise en œuvre par l'emploi d'un **niveau**, instrument qui permet d'obtenir en chaque point de la surface physique une visée horizontale ou tangente en ce point à la surface équipotentielle. Cette horizontale intersecte les mires tenues verticalement sur les points dont on cherche la dénivelée. Celle-ci n'est autre que la différence des lectures sur ces mires. Sans nous attarder ici à décrire les modalités pratiques de ce procédé, reportons-nous à la figure 15 (laquelle montre qu'il est possible d'obtenir la différence de cote orthométrique ΔQ_{AB} comme somme des dénivelées partielles a′, a″, a‴, mesurées par étapes successives de nivellement).

Cotes orthométriques et dynamiques

L'égalité $\Delta Q_{AB} = Q_B - Q_A = a' + a'' + a'''$ est valable seulement dans l'hypothèse où les surfaces équipotentielles passant par A, par B, et par tous les points intermédiaires, sont parallèles entre elles et avec le géoïde de référence. Cette hypothèse, en général, n'est pas acceptable, sauf dans le cas où les points A et B seraient très rapprochés l'un de l'autre ; en réalité, les surfaces équipotentielles ne sont pas parallèles entre elles à cause de la forme du champ gravitationnel terrestre. La figure 16 est très claire à ce sujet : la somme de a′, a″ et a‴ ne donne pas la dénivelée $\Delta Q_{AB} = Q_B - Q_A$. C'est pourquoi le nivellement géométrique ne permet pas de calculer la dénivelée orthométrique désirée. De plus, si pour relier A à B on suivait un cheminement différent, la somme $b' + b'' + b'''$ ne serait pas égale à $a' + a'' + a'''$, inégalité qui apparaît au simple examen de la figure. On en tire une double conséquence : avant tout, que la cote orthométrique du point B ne peut être obtenue par le seul procédé du nivellement, et, en outre, qu'une ligne de nivellement fermée qui parcourt au retour un cheminement très différent de l'aller ne peut donner 0 comme somme des dénivelées partielles, mais une valeur dépendant du parcours et de la forme des surfaces équipotentielles dans la zone examinée. Il est évident que, puisque c'est le champ gravitationnel qui engendre les surfaces équipotentielles, la connaissance de ce champ est indispensable pour pouvoir corriger les données du nivellement géométrique effectué sur la surface physique et pour calculer, à partir de ces données, la *cote orthométrique* cherchée. Mais on démontre que la correction nécessaire est fonction de la variation de la force de gravité le long de la verticale des deux points A et B, jusqu'aux points correspondants sur le géoïde A′ et B′. Puisqu'il n'est pas possible de connaître ces variations, sinon sur la base de certaines hypothèses sur la structure de l'écorce, il n'est pas possible non plus de mesurer de manière indépendante les dénivelées et donc l'altitude orthométrique d'un point.

On a alors introduit un nouveau type de cote qui, étant beaucoup plus liée au champ dynamique de la gravité et aux applications dynamiques de la cote d'un point, est appelée *cote dynamique* ou géopotentielle. Le raisonnement qui conduit à l'introduction et à la définition de la cote dynamique est, dans une formulation simplifiée, le suivant : nous avons déjà dit que pour déplacer (en

I.G.N.



▲ ***Balise et campement de géodésie en montagne.***

l'absence de frottements) une masse sur une surface équipotentielle, il n'est pas nécessaire d'accomplir un travail. En revanche, il faut accomplir un travail lorsque l'on veut faire passer une masse d'une surface équipotentielle à une autre. Ce travail est exactement le même entre deux surfaces équipotentielles, quel que soit le parcours suivi pour aller de l'une à l'autre, et quelle que soit la dénivelée orthométrique entre elles.

On a alors envisagé de mesurer les cotes des points, non par des longueurs, mais par des quantités proportionnelles au travail que les forces de gravité accomplissent (ou contre lesquelles il faut accomplir un travail) pour faire passer une masse d'une surface équipotentielle à l'autre. Ce nouveau type de cote est, par définition, indépendant du parcours effectué pour aller d'un point à un autre de deux surfaces équipotentielles. Les cotes dynamiques offrent aussi un avantage sur le plan pratique; on peut les obtenir à partir d'un nivellement géométrique normal, à condition de connaître, le long de la ligne de nivellement sur la croûte terrestre, la variation des forces de gravité, que l'on mesure directement et facilement à l'aide des gravimètres.

Actuellement les réseaux de nivellement géométrique, qui constituent l'ossature fondamentale du système altimétrique de chaque pays, sont calculés de manière à obtenir des cotes dynamiques. Le *réseau altimétrique français* a son niveau de référence à Marseille et couvre, à grandes mailles, tout le territoire.

De 1857 à 1970, trois réseaux de nivellement primordial se sont succédé :

— le *réseau Bourdalouë (1857-1864)* constitua une grande première mondiale en reliant tous les nivellements régionaux et en introduisant les méthodes modernes d'observations;

— le *réseau Lallemand (1884-1892),* appelé aussi *Nivellement Général de la France* (N.G.F.) qui, repris et vérifié, complète le précédent;

— le *réseau I. G. N. 1969 (1962-1969),* très moderne, tant par les méthodes et le matériel utilisé que par le processus de calcul des altitudes normales.

Par ailleurs, on assiste actuellement, surtout en Europe, à un gros travail d'unification à l'échelle continentale, qui exige des mesures de raccordement supplémentaires, des analyses des réseaux existants, la réfection des parties moins précises, la définition de nouvelles dimensions des mailles et, enfin, la compensation en bloc de tous les réseaux reliés. Cette unification du référentiel altimétrique constituera aussi une aide précieuse pour connaître le comportement de l'écorce terrestre à l'échelle d'un continent.

BIBLIOGRAPHIE

ANNUAIRE du Bureau des longitudes 1974, Gauthier-Villars, 1974. - BOMFORD G., *Geodesy,* Oxford Press, 3rd Ed., 1971. - E. N. S. T. A., *Géodésie dynamique et spatiale,* 1973. - HEISKANEN W., MORITZ H., *Physical Geodesy,* Freemann, 1967. - JORDAN-EGGERT-KNEISSL, *Handbuch der Vermessungskunde,* J. B. Metzersche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. - LEVALLOIS J.-J., *Géodésie générale,* Eyrolles, 1970. - MELCHIOR P., *Physique et Dynamique planétaire,* t. 1, *Géodésie et Astronomie géodésique,* Vander, 1971.

TOPOGRAPHIE

La topographie (*topos* = lieu, *graphein* = décrire) a pour but la description géométrique d'une surface terrestre. Cette science permet de représenter graphiquement une zone plus ou moins étendue selon un rapport préétabli entre les longueurs graphiques et les longueurs réelles correspondantes (échelle).

La topographie est étroitement liée à la géodésie, à la cartographie et à la photogrammétrie. De même que la cartographie, la topographie exploite les données de la géodésie relatives aux dimensions de la Terre et à sa représentation plane.

Les travaux de topographie se divisent généralement en deux phases successives. Les opérations de *levé de terrain* et les opérations de calculs et de *report graphique* sur un support plan appelé *minute de levé*.

Deux éventualités peuvent se produire :

— Les opérations topographiques sont destinées à la représentation d'une grande surface, quelques dizaines de kilomètres carrés à celle d'un pays. La représentation est faite à l'aide de *cartes* généralement en couleurs et tirées en un grand nombre d'exemplaires.

La carte issue directement des levés topographiques est dite *carte de base* à 1/25 000; on en tire, par des techniques cartographiques, des cartes dérivées à plus petite échelle (1/50 000 — 1/100 000 — 1/200 000, etc.).

— Le levé topographique intéresse une zone très limitée en surface et aboutit à une représentation du terrain sur un plan topographique à grande échelle (1/5 000 — 1/2 000 — 1/1 000) et même à très grande échelle (1/500 — 1/200 — 1/100).

Ces plans ont des finalités variées allant de la représentation d'une ville à celle d'une parcelle de terrain ou seulement d'un bâtiment. Les moyens et les méthodes topographiques utilisés sont différents suivant les deux cas envisagés, soit l'établissement d'une carte, soit l'établissement d'un plan.

Organisation générale des travaux

Dans l'hypothèse d'un levé de terrain destiné à dresser une carte topographique, les opérations sont les suivantes :

— Établissement d'un **canevas de base** appuyé lui-même sur des points géodésiques. Ce canevas comprend des points de coordonnées planimétriques (x et y) connues et d'altitude connue (z) dont la densité, variable, peut atteindre un point par kilomètre carré.

— Le canevas de base étant établi, on procède au levé en utilisant, suivant les cas, l'une de ces trois méthodes : **levé direct à la planchette** et **levé tachéométrique** (ceux-ci seront développés dans ce chapitre sous la rubrique « Méthodes générales »), et **photogrammétrie** (cette dernière méthode fera, ultérieurement, l'objet d'un chapitre distinct).

Les méthodes topographiques sont quelque peu différentes suivant la finalité des documents à établir : cartes ou plans. On peut considérer que les cartes topographiques comprises entre les échelles 1/5 000 et 1/50 000 sont tributaires de levés photogrammétriques, ou de levés à la planchette ou au tachéomètre.

Les plans à grande échelle, égale ou supérieure à 1/2 000, sont principalement dressés en faisant appel à des techniques de *levé topométrique* permettant d'aboutir à des *documents numériques*. Les plans à grande échelle sont numériques pour répondre à certaines exigences. Les points caractéristiques des parcelles doivent pouvoir être définis en coordonnées et offrir, par conséquent, une *précision indépendante de l'échelle*.

Par exemple, les plans parcellaires doivent permettre de connaître les surfaces, la position rigoureuse d'alignements, de limite de propriétés, etc. C'est la raison pour laquelle les plans à grande échelle dépendent de *techniques topométriques* qui permettent de représenter le terrain avec fidélité et rigueur à l'aide, uniquement, de *données géométriques*. Par contre, l'établissement de cartes est du domaine de la topographie qui procède par généralisation d'éléments planimétriques, par interprétation des courbes de niveau, par utilisation de signes conventionnels. Les cartes sont assujetties à la seule précision graphique, et, par conséquent, l'échelle utilisée conditionne le choix des méthodes, des modes opératoires et des instruments.

Les travaux couvrant plus de 1 000 ha, destinés à l'établissement de cartes, à partir de l'échelle du 1/10 000, sont soumis à des conditions techniques d'exécution définies par l'Institut géographique national.

En ce qui concerne les plans à grande échelle, le Service du cadastre a unifié les conditions d'établissement des levés entrepris par les services publics et locaux.

Historique de la topographie

On connaît l'existence très ancienne de tablettes et cartes rudimentaires. Les travaux des Chaldéens, des Égyptiens, des Grecs et des Romains marquent les premiers pas de la géodésie, de la cartographie et de la topographie.

A l'époque carolingienne, des descriptions détaillées de domaines apparaissent sous le nom de terriers, pouillés, polyptyques. Les documents les plus connus sont le polyptyque de l'abbaye de Saint-Germain-des-Prés (806) et celui de Saint-Rémy (845). Ces descriptions ne sont accompagnées que de croquis figuratifs. Au début du XIIe siècle, des géomètres désignés sous le nom de *sapiteurs* commencent à dresser des registres parcellaires.

L'établissement systématique de plans a été lié au perfectionnement progressif des instruments. Ce n'est guère qu'au XVIe siècle, sous Henri II, que les premiers plans apparaissent. Le roi s'opposait à l'empiétement des immeubles sur la voie publique « sans garder aucun ordre d'alignement ni mesure », et la nécessité de plans est apparue.

Henri IV, par un édit du 16 décembre 1607, soumit la construction des édifices à l'obtention d'un permis d'alignement donné par un « grand voyer ». Cet agent devait « veiller au redressement des murs où il y a plis et coudes et pourvoir à ce que les rues s'embellissent et s'élargissent au mieux que faire se pourra ».

Sous Louis XIV, les premiers plans en relief apparaissent. L'ingénieur Andréossy, aux ordres de Riquet, construit en 1665 un relief de Narbonne. Louis XIV réunit au Louvre une collection de plans-reliefs à 1/600 des places fortes qu'il avait fait construire.

Sous la Régence et sous Louis XV, les arrêts du Conseil du 17 juin 1721 et du 27 février 1765 concernent particulièrement les plans d'alignement et plans de grands chemins entièrement aux frais du roi. C'est également à cette époque que les ingénieurs Milet de Mureau (1749) et Roche-Piquet (1761) commencent à établir des plans de villes fortifiées, avec des cotes d'altitudes.

Vers 1768, le duc de Chaulnes, membre de l'Académie des sciences, invente une machine pour diviser exactement les limbes des instruments de mesure d'angle. Cette invention permet de réduire le diamètre des cercles gradués, de rendre les instruments portatifs et surtout d'adapter le vernier, inventé plus d'un siècle auparavant (1631) par Pierre Vernier.

Antoine de Chézy (1718-1798), directeur de l'École des ponts et chaussées, invente en 1797 le rodage intérieur des fioles du niveau à bulle d'air en forme de tore. Il crée le niveau à nivelle fixe dont le modèle a été légèrement modifié par d'Égault, qui lui donne son nom.

L'ingénieur géographe Michel Maissiat (1770-1822) améliore la *boussole,* la munit d'un *éclimètre* et d'un *rapporteur,* ce qui a permis les travaux de levé à la planchette.

Les premiers *levés nivelés* aboutissant à des documents précis en relief ont été faits par Pierre Antoine Clerc (1770-1830). Il établit ainsi les plans de Montmartre et de Gentilly. Les travaux de Clerc permirent au génie militaire d'établir des plans rigoureux à projection horizontale et non plus des figurations perspectives.

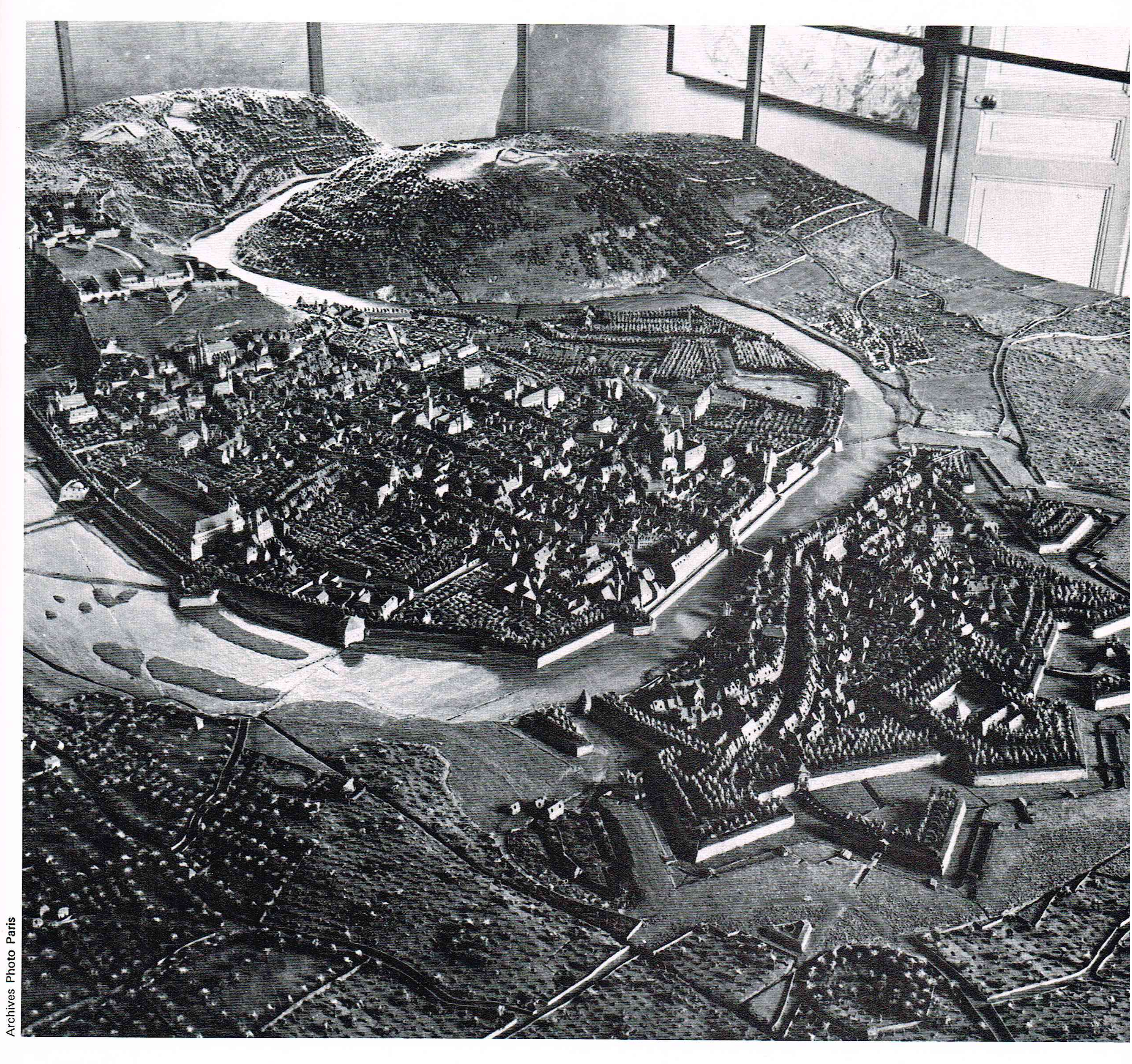
Parmi les topographes remarquables du XIXe siècle :

Le mathématicien Puissant (1769-1843) a publié un traité de topographie en 1807.

Le colonel Goulier (1818-1891), directeur de l'enseignement topographique à l'École de Metz, a créé ou perfectionné la plupart des instruments actuels : règle à éclimètre, alidade nivelatrice, etc. Ses études sur les levés topométriques et la tachéométrie sont très importantes.

Le colonel Laussedat (1819-1907), directeur du Conservatoire des arts et métiers, préconisa en 1851 l'emploi de la photographie pour les levés topographiques. Il est à l'origine de la phototopographie.

L'ingénieur italien Ignazio Porro donna son impulsion en France à la tachéométrie; il construisit en 1858 un photogoniomètre.



Archives Photo Paris

Adrien Bourdalouë (1792-1868) a dirigé le premier nivellement général de la France, qui comprenait un réseau de près de 20 000 km de cheminement de base. On lui doit l'unification des altitudes.

Le général Perrier (1838-1888), membre de l'Académie des sciences, contribua à augmenter la précision des instruments et des méthodes d'observation.

Vers 1900, la stéréophotogrammétrie apparaît. Elle trouve tout d'abord une solution numérique avec le stéréocomparateur du Dr Pulfrich, et ensuite une solution automatique plus efficace dans le stéréo-autographe de l'Autrichien von Orel.

Actuellement, les méthodes photogrammétriques s'appuient sur des appareils de conception géniale dus à des constructeurs tels que Poivilliers en France, Nistri et Santoni en Italie, Wild en Suisse, Zeiss en Allemagne, etc.

Au cours de la première moitié de ce siècle, un grand nombre de géographes et géomètres éminents développèrent en France les moyens et les méthodes topographiques. Parmi eux, il convient de citer :

Le général Hurault (1886-1973) qui fut directeur du Service géographique de l'Armée, puis de l'Institut géographique national.

René Danger (1872-1953) qui fonda l'ordre des géomètres français.

Henri Lafosse (1889-1959) qui fut ingénieur géomètre en chef de la ville de Paris. Il est l'auteur d'un équipement de mesure précise des distances et de nombreuses méthodes topométriques.

André Roussilhe qui contribua à la création de l'Institut de topométrie au Conservatoire national des arts et métiers et au développement de la photogrammétrie en France.

▲ ***La topographie a pour but la description géométrique d'une surface terrestre. C'est une science très ancienne qui, au XVIIIe siècle, sous Louis XV, voit apparaître les premiers plans de villes fortifiées avec des cotes d'altitude, comme ce plan-relief, vue nord-est, de la ville de Besançon et de sa forteresse.***



Les instruments topographiques

● *Les instruments anciens*

Les premiers instruments apparaissent 3 000 ans avant notre ère. Les Chaldéens mesuraient les angles à l'aide de fils et d'une arbalète appelée bâton de Jacob.

Les Égyptiens mesuraient les distances avec des cordeaux alignés sur des jalons. Le nivellement était assuré à l'aide d'une règle horizontale tendue entre deux fils à plomb ou en construisant des rigoles en argile remplies d'eau.

Les Grecs utilisèrent la chaîne et la corde divisée en ortées ou le podomètre pour la mesure des longueurs. Les angles étaient mesurés à l'aide d'une étoile ou astérisque. Le nivellement s'effectuait au niveau d'eau avec mires à voyants mobiles.

Les Romains mesuraient les angles à l'aide d'un instrument appelé *groma,* comportant fils à plomb et cercles gradués.

Au Moyen Age, les connaissances topographiques s'estompent, malgré les documents décrivant les instruments et les procédés de levés utilisés par les Anciens.

Il faut attendre le XIVe siècle pour voir réapparaître le bâton de Jacob, puis l'octant. Le XVIe siècle voit construire le théodolite et la planchette. Le XVIIe siècle découvre la règle rigide pour la mesure des longueurs, le niveau à bulle, la lunette, le vernier. Le XVIIIe siècle perfectionne les découvertes précédentes en créant des machines à diviser; il met au point le chronomètre. Le XIXe siècle, par son expansion industrielle, va permettre la construction de différents types de niveaux et de tachéomètres : à fils stadimétriques fixes et mobiles ainsi qu'à variation de pentes (Sanguet) ; on découvre la chaîne d'arpenteur, le fil métallique pour la mesure des bases géodésiques. La photogrammétrie fait son apparition.

● *Les instruments modernes*

Ils apparaissent au milieu du XXe siècle, les progrès spectaculaires réalisés dans toutes les branches de la science ont bouleversé la construction des instruments : le bronze, le laiton, les limbes en argent, les réticules gravés ont été remplacés par les aciers de nitruration; les limbes sont en verre, et les graduations reproduites photo-mécaniquement à partir d'un cercle-étalon parfaitement tracé.

De plus, les constructeurs d'instruments se sont mis à construire en série. Ils s'équipent de machines modernes, et, pour rentabiliser leurs fabrications, ils les banalisent : même optique sur des instruments de précisions différentes, vis calantes, mouvements de fin pointage, etc.

Enfin, les utilisateurs ont incité les constructeurs à fabriquer des instruments universels pouvant indifféremment fonctionner sous n'importe quel climat, ce qui a posé des problèmes de fiole (variation de la longueur de la bulle), de fabrication (tolérances d'usinages), de graissage, d'étanchéité de protection de l'optique.

Actuellement, avec l'apparition d'instruments entièrement automatiques, seul le pointé est encore laissé à l'opérateur : la réitération des mesures de direction, de longueur se fait automatiquement.

Cette modification de l'aspect général des instruments ne change rien à leurs principes généraux : trois axes rectangulaires. Ils sont seulement plus pratiques et plus rapides d'emploi.

● *Les organes principaux des instruments topographiques*

Goniomètre (fig. 1)

Instrument ou partie d'instrument servant à mesurer les angles horizontaux. Il se compose de :

— un socle équipé de trois vis calantes;
— un cercle portant la graduation, appelé limbe;
— un dispositif optique (microscope) pour la prise d'image des graduations sur le cercle;
— une nivelle torique;
— une lunette.

Ces éléments sont liés entre eux par deux axes :

— l'axe vertical ou axe principal qui est l'axe de rotation du cercle et du microscope;
— l'axe horizontal ou axe secondaire qui est l'axe de rotation de la lunette équipé des blocages et des fins pointages suivants : limbe autour de l'axe principal : réitération ou répétition; microscope autour du limbe; lunette.

Trépied

Le trépied n'est pas qu'un accessoire. Il assure la stabilité de l'instrument qu'il supporte, afin de permettre la grande précision des observations.

Nivelle

Pour matérialiser la verticale au point de station, on se sert d'une nivelle. La nivelle est constituée par une fiole placée dans une monture. Il existe trois sortes de fioles :

— *Fiole cylindrique* ou *torique :* le tube cylindrique en cristal est usiné intérieurement suivant un tore (fig. 2).
— *Fiole en tonneau :* le tube est usiné intérieurement suivant un cercle tournant autour d'une de ses cordes confondues avec l'axe du tube.
— *Fiole sphérique :* la calotte sphérique est usinée comme la face concave de certaines lentilles, dans une plaque de verre de forme circulaire, la cuvette inférieure étant soudée à cette plaque soit à chaud, soit chimiquement.

Lunette

Une lunette d'instrument topographique est, en général, composée d'un bloc objectif (objectif + divergente), d'un disque portant le réticule, d'un oculaire.

Principales définitions

— *Axe de visée :* c'est la droite virtuelle joignant le centre optique de l'objectif (ou encore le point nodal arrière du système centré objectif) à la croisée des fils du réticule.

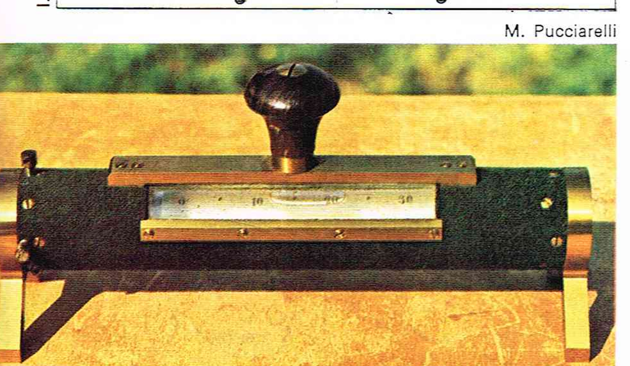
◀ ***Page ci-contre, un théodolite ancien, signé J. Dupuis mais non daté.***

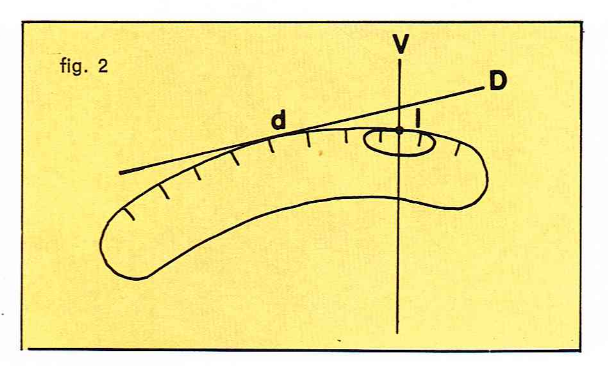
fig. 1

I.G.D.A.

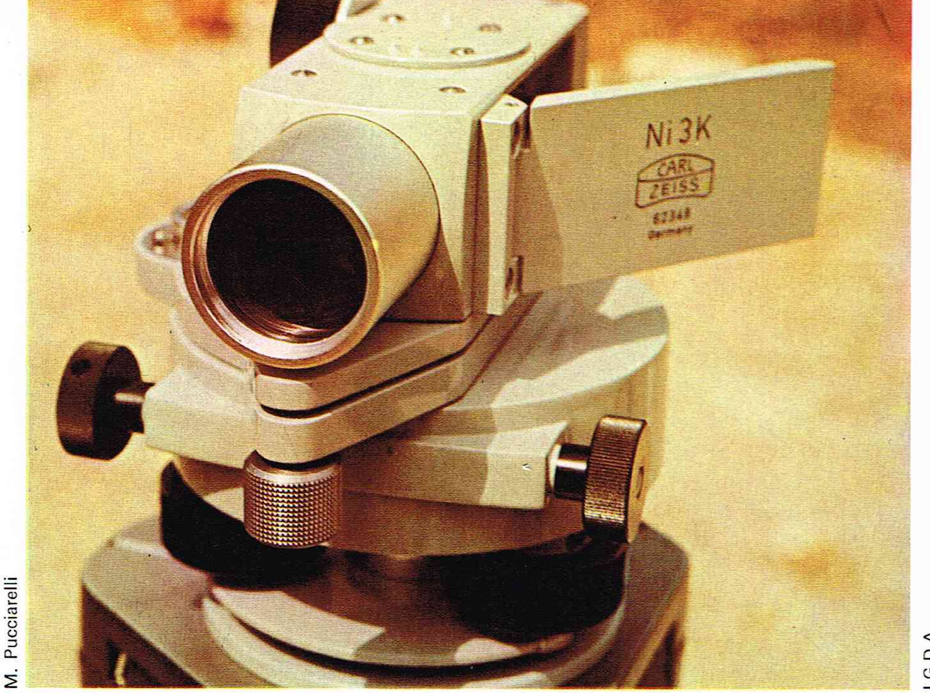
◀ ***Fig. 1 : schéma d'un théodolite : 1, lunette; 2, cercle azimutal gradué; 3 et 5, microscospe pour la lecture d'angles; 4, cercle zénithal; 6 et 7, socle équipé de trois vis calantes.***

M. Pucciarelli

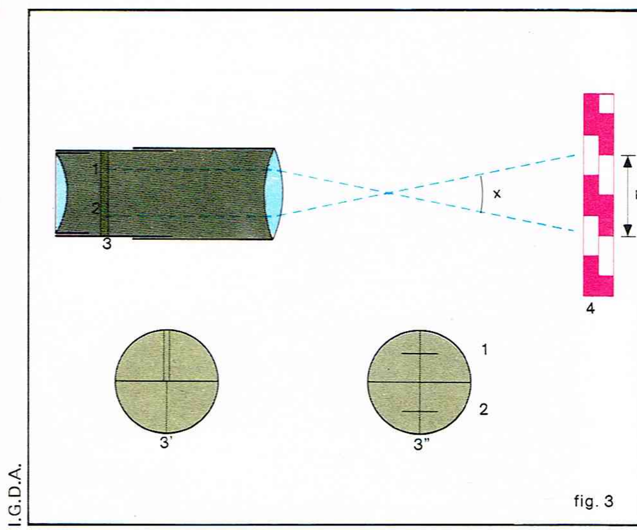




◀ ***A gauche, une nivelle, instrument servant à matérialiser la verticale au point de station. A droite, fig. 2, représentation schématique d'une fiole torique contenant un liquide avec une réserve (bulle de gaz) et portant une graduation : d, division choisie pour le calage; D, directrice; V, verticale; I, lecture de bulle, correspondant au milieu de la bulle en cours de calage de l'axe principal de l'instrument.***



M. Pucciarelli



I.G.D.A.

▲ *A gauche, un* niveau bloc *: c'est un des types de niveaux servant aux opérations de nivellement direct.*
A droite, fig. 3, lunette stadimétrique et réticule : 1 et 2, traits stadimétriques du réticule (3); 3', réticule permettant uniquement le pointé; 3'', réticule muni de traits stadimétriques; 4, mire stadia; x, *angle de la parallaxe;* l_s, *portion de la mire.*
▼ *Un* gyroscope *: c'est un instrument qui fournit, en n'importe quel lieu (sauf aux pôles), en moins de 20 minutes, et quels que soient le temps et l'instant, le nord géographique (N. G.) à un centigrade près. Il n'est pas influencé par des champs magnétiques extérieurs.*

Wild

— *Réticule :* c'est un repère placé dans le plan focal de l'objectif d'une lunette réglée à l'infini, servant à exécuter les pointés. Dans les instruments très anciens — ou d'astronomie — le réticule est réalisé avec des fils d'araignée ou des fils de plastique. Dans les instruments modernes, le réticule est soit gravé au diamant ou à l'acide fluorhydrique, soit obtenu par reproduction photographique sur un disque de verre. Toutefois, l'on continue à parler des « fils » du réticule (fig. 3).

Lecture des cercles

Les cercles d'un instrument peuvent être divisés en grades ou en degrés suivant la destination de cet instrument (géodésie-astronomie). En règle générale, en Europe, les instruments destinés aux travaux topographiques sont divisés en grades, ou en subdivisions du grade.

Suivant les constructeurs, le cercle est :

— chiffré soit dans le sens de rotation des aiguilles d'une montre, soit dans le sens inverse. Avec certains instruments modernes, l'opérateur peut afficher le sens de rotation;

— équipé d'un ou deux verniers numérotés — pour les instruments à limbe en argent — et d'un microscope à une ou deux prises d'images — pour les limbes en verre.

Éclimètre

Instrument ou partie d'instrument conçu pour la mesure des angles dans le plan vertical. Il comprend :

— une lunette terrestre avec ses tourillons;

— un cercle vertical portant la graduation, centré sur les tourillons;

— un microscope pour la prise d'image des graduations du cercle;

— un dispositif de calage des axes 0-200, 100-300, du cercle gradué (nivelle des sites ou calage automatique).

Pour les opérations de nivellement direct, différents types de niveaux existent :

— niveau à nivelle réversible;

— niveau bloc;

— niveau automatique;

— niveau à laser : celui-ci est un nouvel instrument qui permet de matérialiser un plan horizontal sur une profondeur de 200 m. Grâce à une mire à voyant mobile qui détecte le pinceau lumineux, on peut déterminer la hauteur en n'importe quel point de ce plan.

Pour définir une direction, certains instruments sont munis des organes suivants :

Déclinatoire : il se compose d'une aiguille aimantée de longueur suffisante pour définir le nord magnétique, à mieux que 10 centigrades près.

Gyroscope : l'axe de rotation d'un gyroscope se place dans le plan méridien du lieu où il se trouve en station; il permet, monté sur un théodolite, d'obtenir, par un calcul très simple, le nord géographique (N. G.).

Les instruments les plus utilisés actuellement fournissent, en moins d'une heure, en n'importe quel lieu (sauf aux pôles) et quels que soient le temps et l'instant, le N. G. avec une précision allant de quelques minutes à quelques secondes sexagésimales.

Instruments de mesure des distances

Les mesures des distances peuvent s'effectuer par des méthodes directes ou indirectes.

— *Les mesures directes* sont faites en reportant matériellement sur le terrain, le long de l'alignement des deux points extrêmes, un étalon de mesure connu. Cet étalon est, en général, un ruban métallique dont la longueur varie entre 2 et 50 m et dont la précision dépend des caractéristiques de fabrication :

- rubans en acier trempé ou inoxydable. Le Service des instruments de mesure a défini 3 types de précision par le décret du 1er janvier 1946 (tableau ci-contre) ;
- ruban plastifié ;
- fil ou ruban d'acier invar géodésique (ce fil en « acier invar » comprend 30 % de nickel et 70 % de fer) ;
- compteur à fil perdu : permet, par déroulement d'un fil à coudre, de connaître la distance parcourue.

— *Les mesures indirectes des distances* consistent à mesurer, non la distance à déterminer, mais un autre élément lié à celle-ci par des formules ou des lois bien définies (voir fig. 4).

Les mesures indirectes nécessitent l'emploi d'instruments appelés *tachéomètres* munis d'organes de mesure appelés *stadimètres*. Ces tachéomètres sont complétés par l'emploi de *mires* graduées, tenues soit verticalement sur les points concernés, soit perpendiculairement à la ligne de visée.

L'emploi des stadimètres est fondé sur le *principe de Reichenbach* : pour une visée horizontale, deux lectures faites sur la mire définissent une valeur L qui, multipliée par un coefficient (en général 100), donne la distance S entre le plan de la mire et l'axe vertical de l'instrument. Pour une visée ayant un angle de pente β, il faut apporter une correction en $\cos^2 \beta$ pour obtenir la distance horizontale D.

Pour obtenir la distance horizontale, quelle que soit la pente de la visée, de nombreux constructeurs ont tenté, au début du siècle, de résoudre ce problème, soit mécaniquement, soit optiquement (Hammer, Fennel). Après la dernière guerre, le Suédois Dahl a résolu élégamment ce problème en développant les courbes de correction en $\cos^2\beta$ et $\sin\beta \cos\beta$, sur un cercle gravé. Au lieu d'utiliser des traits stadimétriques fixes découpant une certaine distance sur la mire, les intervalles des traits varient en fonction de l'inclinaison β de la lunette. Les *tachéomètres autoréducteurs* ainsi conçus permettent de lire directement sur une mire parlante verticale les distances horizontales et les différences de niveau (voir fig. 5). Ces appareils sont d'un emploi très commode mais limité au levé des détails, car la précision des mesures est de l'ordre de 10 cm pour 100 m.

Certaines mesures indirectes de distance, n'exigeant pas une grande précision, peuvent être faites avec des télémètres (voir fig. 6).

Les **télémètres** permettent d'obtenir la distance directement, sans accessoire complémentaire, soit par coïncidence de l'image (télémètres de 0,20 m à 0,80 m de base), soit par la stéréoscopie : télémètres de 1 m et au-dessus. Ces instruments sont fondés sur le principe d'une base constante définissant un triangle (la base et le point à déterminer) avec mesure de la variation d'un des angles de la base (parallaxe).

Les 3 types de précision concernant les rubans métalliques

Longueurs	Précision courante	Précision fine	Précision spéciale
50 mètres	20 mm	5 mm	erreurs maximales inférieures à la moitié des erreurs tolérées pour les mesures correspondantes de la classe fine
20 mètres	8 mm	2 mm	
10 mètres	5 mm	1,5 mm	
5 mètres	3 mm	1 mm	
2 mètres	1,5 mm	0,4 mm	

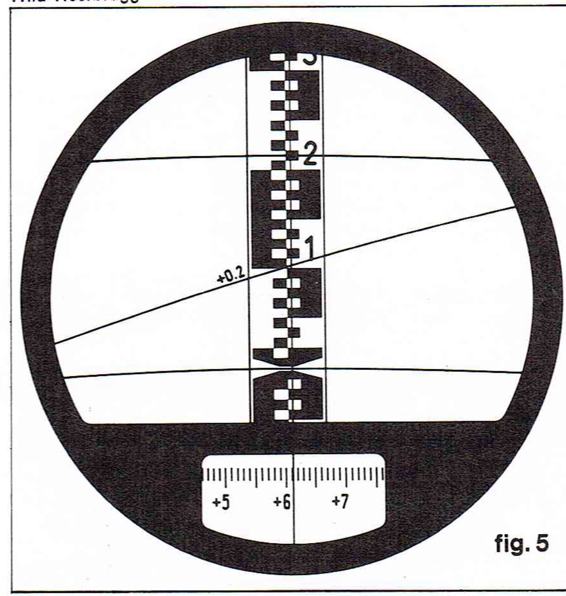
Les instruments de "précision spéciale" sont utilisés avec des dynamomètres dont la tension est définie par le constructeur.

▲ *Tableau des 3 types de précision, définis par le Service des instruments, concernant les rubans en acier trempé ou inoxydable.*

M. Pucciarelli

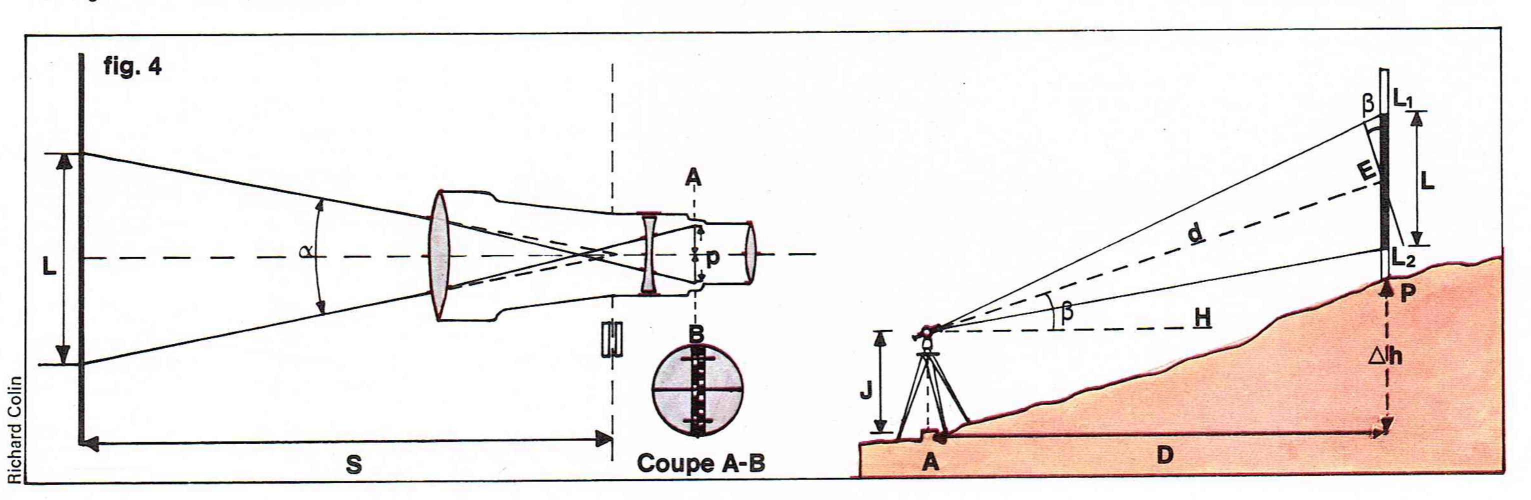


Wild-Heerbrugg

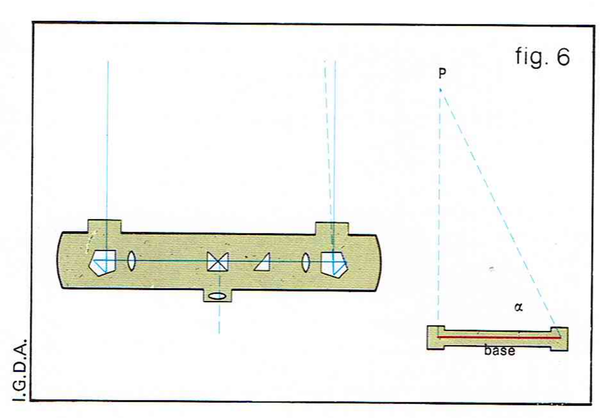


◄ *Ci-contre, en haut, un ruban métrique métallique.*
En bas, fig. 5, exemple de lecture avec un stadimètre autoréducteur : distance, 21,5 cm ; dénivelée, + 0,2 × 10,3 m = + 2,06 m ; cercle vertical, + 6,11 g.

▼ *Fig. 4 ; principe du stadimètre à angle constant et son emploi.*



▶ ***Fig. 6; représentation schématique d'un télémètre : à gauche, schéma de construction; à droite, principe de mesure.***

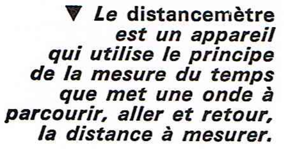


Les **distancemètres** sont des appareils récents qui utilisent le principe de la mesure du temps que met une onde à parcourir, aller et retour, la distance à mesurer. En règle générale, l'instrument se compose d'un poste émetteur (qui émet et reçoit l'onde modulée) et d'un réflecteur (qui renvoie l'onde). Un compteur placé sur les postes émetteurs mesure le décalage entre les modulations aller et retour. Des ondes de principe très différent sont actuellement utilisées : électromagnétiques, optiques (infrarouge, laser, lampe à vapeur de mercure).

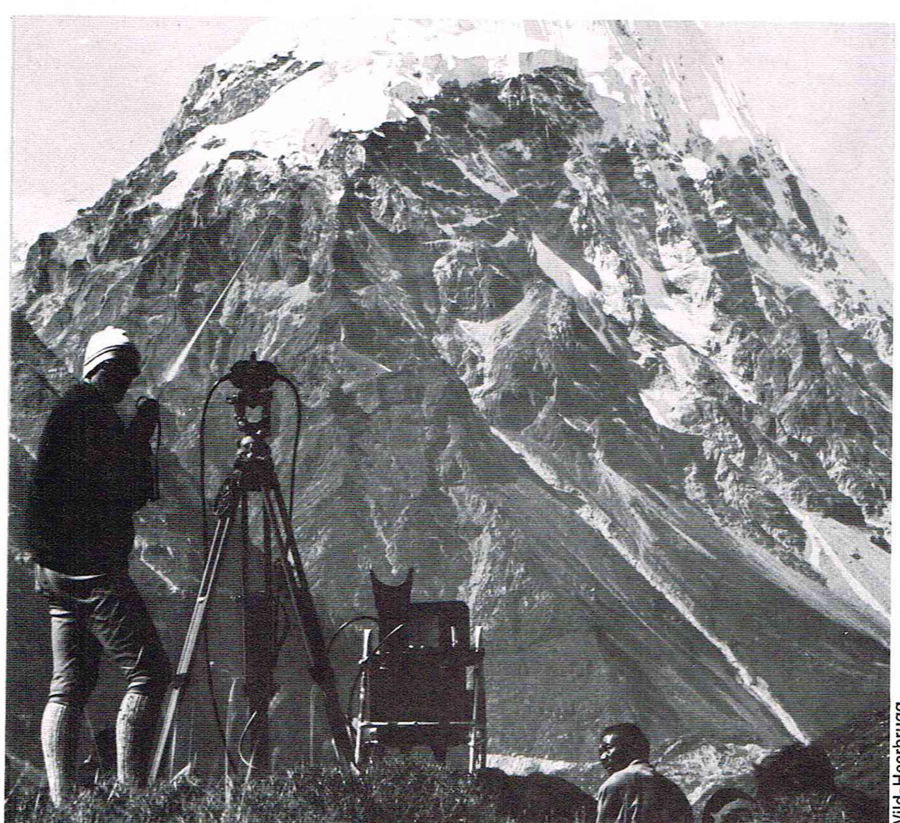
Ces instruments équipent des tachéomètres enregistrant électroniquement les valeurs mesurées : angle azimutal, angle zénithal, distance suivant la pente. Un compteur à chiffres et lettres permet d'inscrire le numéro de la station, ainsi que ceux des points visés. Comme l'opérateur ne peut plus réitérer les mesures pour obtenir une bonne précision c'est l'instrument qui s'en charge (azimut et distances).

Afin de permettre la conservation d'un trépied centré sur un point, les constructeurs ont mis au point différents dispositifs de centrage forcé. Le plus astucieux et le plus simple est le système allemand à tige et alésage de 34 mm. Ce principe fait l'objet d'une norme DIN et tous les constructeurs allemands (Est et Ouest) ont adopté ce principe.

La poursuite des vols de fusées et de satellites a fait faire, indirectement, d'énormes progrès aux instruments topographiques qui, en 20 ans, sont passés de la fabrication pratiquement artisanale à la fabrication en séries.



▼ ***Le distancemètre est un appareil qui utilise le principe de la mesure du temps que met une onde à parcourir, aller et retour, la distance à mesurer.***



Wild-Heerbrugg

La théorie des erreurs appliquée

L'inexactitude des mesures tient à de nombreuses causes : négligences de l'opérateur, imperfection des instruments et mauvaises conditions de travail. Il est indispensable de connaître ces causes, d'analyser leurs conséquences et d'en tenir compte pour augmenter, ou simplement définir, la précision des mesures. Il faut distinguer les fautes et les erreurs proprement dites.

— Les *fautes* sont dues, le plus souvent, à l'inadvertance de l'opérateur : omission d'une portée de mesure de longueur, confusion de chiffre dans une lecture, maladresse opératoire, etc. Les fautes sont plus à craindre que les erreurs, et il est nécessaire de vérifier le plus grand nombre des opérations courantes de topographie.

— Les *erreurs* sont dues aux imperfections des instruments et des sens de l'opérateur. Elles sont inévitables, mais on peut en diminuer l'effet par le choix judicieux des instruments et des méthodes. L'étude des limites d'emploi des instruments topographiques et des méthodes opératoires dépend étroitement de la connaissance des incertitudes et erreurs sur les mesures. On distingue les erreurs systématiques et les erreurs accidentelles.

Les erreurs systématiques

Elles proviennent en général de défauts de construction ou de réglage des instruments. Elles obéissent à des lois, qui peuvent être mises en évidence. Par exemple, l'erreur de mesure de longueur causée par l'emploi d'un ruban d'acier trop court ou trop long.

Certains défauts instrumentaux introduisent des valeurs variables d'erreur systématique, par exemple l'erreur d'excentricité de l'axe principal d'un théodolite par rapport au centre du limbe gradué. Le mode opératoire devra éliminer cette erreur dont les effets se composent par voie d'addition.

Les erreurs accidentelles

Les erreurs accidentelles ne tiennent à aucune cause permanente, elles sont fortuites. Il est impossible de prévoir pour une opération isolée la valeur de l'erreur accidentelle. Pour lutter contre de telles erreurs, les observations ou mesures topographiques sont répétées un grand nombre de fois. En effet, les erreurs se produisent et se composent suivant des lois remarquables dont l'étude constitue la théorie des erreurs accidentelles.

Lorsqu'on répète la même opération de mesure un très grand nombre de fois, dans les mêmes conditions, la théorie des probabilités montre, et l'expérience permet de le vérifier, que les erreurs accidentelles produites ont les caractéristiques suivantes :

a) A toute erreur positive correspond une erreur négative sensiblement égale.

b) Les erreurs les plus petites sont les plus nombreuses.

c) Elles ne dépassent pas une certaine limite.

Si l'on porte sur un axe horizontal, en abscisses positives et négatives, des longueurs proportionnelles à la valeur des erreurs accidentelles qui se produisent quand on répète la même opération un grand nombre de fois, et si l'on porte en ordonnées des valeurs proportionnelles au nombre des erreurs égales à chaque abscisse, on obtient un histogramme en cloche appelé *courbe de Gauss*. Le calcul des probabilités permet d'établir la formule de cette courbe. Les trois propriétés énoncées apparaissent nettement sur cette courbe (fig. 7).

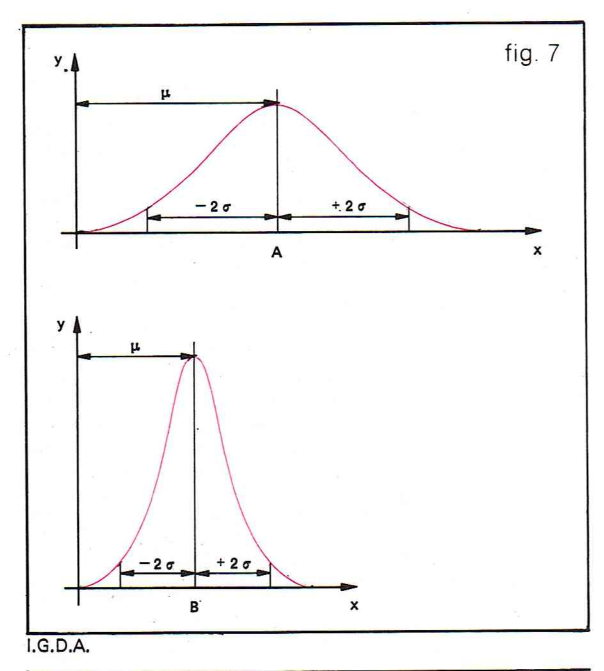
De l'ensemble des erreurs accidentelles produites au cours d'opérations de mesure répétées un grand nombre de fois, se dégagent un certain nombre d'erreurs caractéristiques, parmi lesquelles :

L'erreur probable (ep) est une erreur telle qu'il y a un nombre égal d'erreurs plus grandes et d'erreurs plus petites. Sa probabilité de dépassement est de 50 pour cent.

L'erreur moyenne quadratique (e. m. q.) ou écart type σ. Soit e_1, e_2, e_3... e_n les valeurs des erreurs accidentelles et *n* le nombre de mesures. On appelle erreur moyenne quadratique, ou écart type, la quantité donnée par l'expression $\sigma = \sqrt{\frac{e_1^2 + e_2^2 + e_3^2 ... + e_n^2}{n}}$.

Sa probabilité d'être dépassée est égale à 32 pour 100, et on a approximativement $\sigma = 3/2$ erreurs probables. L'expression de cette erreur caractérise la précision d'une mesure.

L'erreur maximale. Le calcul des probabilités ainsi que l'expérience montrent que l'erreur égale à 2,7 fois l'erreur moyenne quadratique n'est dépassée qu'une fois



I.G.D.A.

direction de référence
station au point S
point à viser
station en S_2
station en S_1
station en S_3
station en A
station en C
station en B
station au point P
à déterminer
fig. 10

I.G.D.A.

sur cent erreurs. L'espace compris entre + 2,7 (σ) et — 2,7 (σ) est appelé *tolérance*. Les écarts hors tolérance sont considérés comme le résultat de fautes commises.

Une opération de mesure est généralement entachée de plusieurs types d'erreurs. De plus, les déterminations topographiques comportent souvent la mesure de plusieurs grandeurs.

Par exemple, la position d'un point peut être déterminée par la mesure d'une distance et l'observation d'un angle. Pour caractériser la précision de la position du point, ainsi élevé, il faudra rechercher comment se composent l'erreur commise sur la mesure de distance et celle commise sur la mesure d'angle.

La théorie des erreurs appliquée aux mesures très nombreuses permet d'atténuer les effets des erreurs accidentelles si les observations et les mesures faites sont débarrassées de toute erreur systématique. Dans ce cas, des méthodes dites de compensation sont employées.

La valeur des travaux topographiques repose sur l'analyse des erreurs mises en évidence. Ces erreurs mises en évidence doivent non seulement être inférieures aux tolérances, mais elles doivent aussi suivre la loi des erreurs, matérialisée par la courbe de Gauss, c'est-à-dire, tantôt positives et tantôt négatives, les plus nombreuses devant être les plus petites, etc. Une répartition différente montrerait que des erreurs systématiques, ou des fautes, n'ont pas été décelées, et que le résultat ne présente pas la précision désirée.

Les méthodes générales

Levé direct à la planchette

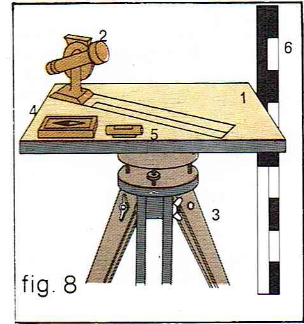
Le levé direct à la planchette (fig. 8) est en général utilisé pour la représentation du terrain à une échelle variant entre le 1/40 000 et le 1/5 000. Pour les petites échelles, son emploi est destiné à des opérations partielles, dites de complètement, destinées à combler les lacunes des levés photogrammétriques.

Le matériel nécessaire est composé d'une planche à dessin, recouverte d'un papier appelé minute, fixée sur un trépied, d'une alidade (fig. 9) qui réunit un organe de visée et une règle graduée en forme de biseau, d'un déclinatoire (aiguille aimantée) fixé sur la planchette et qui permet de l'orienter, et d'une nivelle.

Les divers modes opératoires sont les suivants (fig. 10) :

— Le *tracé d'un angle*. On met la planchette en station au-dessus d'un point au sol *S* connu. A la verticale de *S* correspond un point *s* sur la planchette. La planchette est rendue horizontale à l'aide d'une nivelle. On fait pivoter le biseau de l'alidade autour du point *s* jusqu'à ce que l'organe de visée permette de pointer *A* matérialisé par un jalon ou une mire. On trace sur la minute la visée correspondante, et on procède de même pour le point *P*. On dessine ainsi l'angle *asp* correspondant à l'angle *ASP* du terrain.

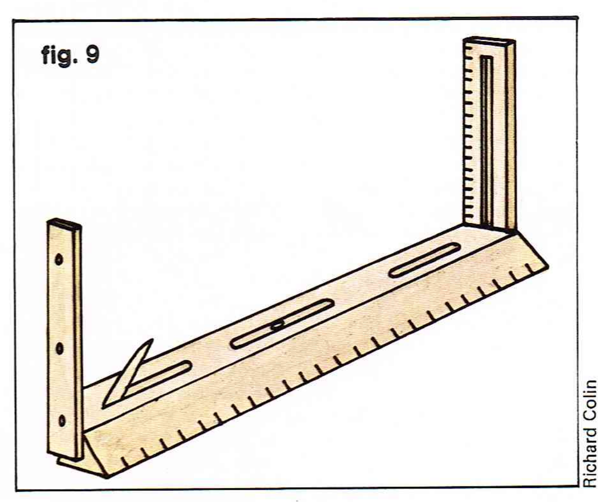
— L'*intersection* consiste à stationner un point connu *A*, à orienter la planchette, à viser un point connu *C*, choisi aussi éloigné que possible, à viser le point *P* et à tracer sur la minute de levé la direction a-p_a correspondante. On opère de la même façon de la station *C*. L'intersection des droites ap_a-cp_c donne le point *p* cherché. Le point *p* peut être contrôlé par une troisième visée,



I.G.D.A.

▲ *Fig. 8; représentation schématique d'une* **planchette de levé :**
1, planchette à dessin;
2, alidade;
3, trépied support;
4, déclinatoire;
5, nivelle d'horizontalité;
6, mire.

◀ *Ci-contre, en haut, fig. 7; histogramme en cloche appelé* **courbe de Gauss** *et qui met en évidence les 3 caractéristiques des erreurs accidentelles. Dans la courbe du bas, B, σ est plus petite parce que les valeurs de x sont concentrées autour de la moyenne; en haut, dans la courbe A, les valeurs de x sont dispersées. La surface comprise entre μ — 2 σ et μ + 2 σ est toujours égale à 95 % de la surface. En bas, fig. 10; levé graphique à la planchette :*
1, tracé d'un angle;
2, cheminement;
3, intersection;
4, relèvement.



Richard Colin

◀ *Fig. 9;* **l'alidade** *nivelatrice est un instrument qui comporte une règle à biseau, en bois ou en métal, permettant le tracé de la direction, deux branches verticales qui permettent la matérialisation de la visée dans l'espace, et une nivelle permettant de rendre le biseau horizontal.*

▶ *Fig. 12 ; levé tachéométrique : D, θ et φ, distance et angles ; x, y, z, coordonnées orthogonales.*

issue du point *B* par exemple. Si les trois droites convergent rigoureusement vers le même point, ce dernier est parfaitement défini. Il est normal d'augmenter la précision du point par d'autres visées si cela est possible.

L'erreur sur la position du point résulte des erreurs angulaires commises dans la détermination des directions. Ces erreurs dépendent de la longueur de chaque visée et de leur angle d'intersection. On en tient compte pour choisir le point définitif.

— Le *relèvement* consiste à stationner un point *P* du terrain, de position *p* inconnue sur la minute de levé. L'orientation de la planchette est assurée au mieux à l'aide du déclinatoire. En plaçant le biseau de l'alidade sur le point *a* connu, on vise le point *A* correspondant, et l'on trace la direction inverse *Aa* sur la minute. On opère de la même façon sur les points connus *B* et *C*. On obtient donc trois directions *Aa, Bb, Cc*. Si l'orientation de la planchette était parfaite, ces trois directions marquées en traits pleins sur la fig. 10 concourraient en un seul point, qui serait le point *p* cherché. La planchette ayant une erreur d'orientation initiale, les trois directions ne se coupent pas au même point. Le triangle ainsi formé est appelé chapeau. Si le point *P* cherché se trouve à l'intérieur du triangle *ABC,* sa position rigoureuse est assurée par construction graphique, à l'intérieur du chapeau, en tenant compte des écarts proportionnels aux longueurs des visées.

Si le point *P* est à l'extérieur du triangle *ABC,* on appliquera une deuxième fois le mode opératoire, mais en modifiant légèrement l'orientation de la planchette. On obtient ainsi, non plus un seul mais deux triangles, dits chapeaux inversés, dont on joint deux à deux les sommets homologues. On obtient finalement trois droites se recoupant au point *p* cherché.

— Pour assurer le levé des points de détail à la planchette, il est nécessaire de procéder par *cheminements.* Ces cheminements peuvent être exécutés en mode goniométrique ou en mode décliné.

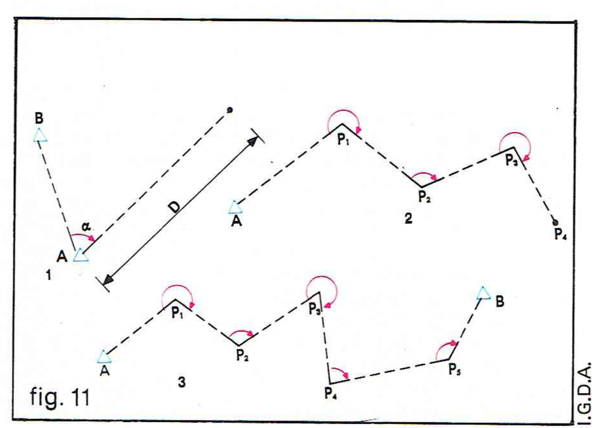
En *mode goniométrique,* on met la planchette en station en S_1, puis on l'oriente sur un côté connu S_1A, on vise ensuite le point S_2, et on trace sa direction $S_1 — S_2$. Ayant mesuré la distance $S_1 — S_2$ réduite à l'horizon, on la porte à l'échelle du levé sur cette direction et on obtient ainsi le point S_2. Puis on effectue les mêmes opérations en tous les points successifs, S_2, S_3, etc.

En *mode décliné* en chaque sommet, on oriente la planchette avec la déclinatoire, on vérifie par une visée inverse sur le point précédent qu'il n'y a pas de déviation locale de l'aiguille aimantée, puis, par une visée directe sur le point suivant, on trace la direction correspondante.

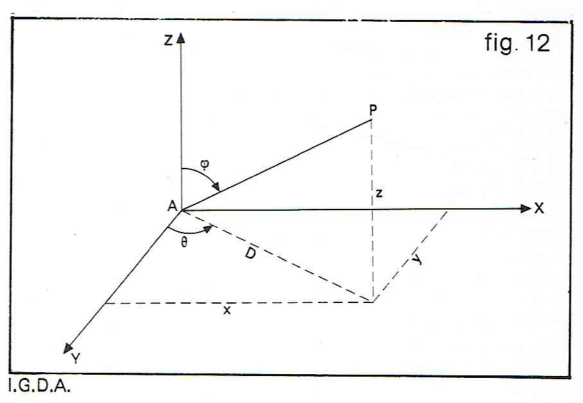
L'angle de déclinaison entre le nord magnétique donné par l'aiguille aimantée et le nord de la projection employée (voir *Géodésie*) s'obtient pratiquement par des observations faites en stationnant un point d'où l'on voit un autre point de gisement connu.

Le mode décliné est plus rapide que le mode goniométrique, mais, pour une opération isolée, il est moins précis. De plus, des déviations locales de la déclinaison peuvent causer des erreurs importantes dans les opérations topographiques.

L'exploitation des stations successives des cheminements permet la représentation graphique sur la minute de tous les points caractéristiques du terrain. A chaque station et sur un rayon adapté à la portée de l'instrument



▶ *Fig. 11 ; détermination planimétrique : 1, rayonnement ; 2, polygonale ouverte ; 3, polygonale fermée.*



de visée, tous les points sont observés en direction, en distance et en différence de niveau.

Le système *par rayonnement* (fig. 11) consiste à exécuter, à partir de chaque station, la détermination des points de détail à l'aide de coordonnées polaires graphiques. La détermination altimétrique se fait soit par lecture de l'angle de pente qui donne la différence de niveau en fonction de la distance horizontale, soit avec certains stadimètres par lecture directe de la différence de niveau.

Les points ainsi levés sont matérialisés sur la minute. Ils servent à la représentation planimétrique du terrain par signes conventionnels. Le relief du terrain est exprimé en courbes de niveau par exploitation de points cotés. Les courbes de niveau sont interprétées, entre les points connus, selon la forme naturelle du terrain. La minute de levé est ensuite mise au net, dessinée à l'encre. En cartographie, pour conserver à la minute une grande netteté, on ne porte pas sur elle tous les renseignements nécessaires à la rédaction définitive de la carte. Ces renseignements sont portés sur des calques annexes (calque d'écritures, calque de cotes d'altitude, calque des cultures et de l'hydrographie, etc.).

Levé tachéométrique

Le levé tachéométrique consiste à effectuer le levé du canevas polygonal (cheminements) et le levé des points de détail, en planimétrie et altimétrie. Les opérations sont simultanées et faites avec un seul instrument appelé tachéomètre.

Le canevas est constitué par un réseau de cheminements de polygonations appuyés sur une triangulation.

Le tachéomètre est mis en station successivement sur chaque sommet des cheminements. A chaque station, on mesure les éléments (angles et distances) qui permettront ultérieurement de calculer les coordonnées *X* et *Y* ainsi que l'altitude *Z* de chaque sommet (fig. 12). Les points de détail sont levés par rayonnement issu de chaque station. Les tachéomètres utilisés permettent non seulement d'observer les angles horizontaux et verticaux, mais également de mesurer les distances (voir *Instruments*).

La tachéométrie est un procédé de levé rapide et d'une précision suffisante pour de nombreux travaux de génie civil, et qui aboutit à l'exécution de plans à des échelles variant entre le 1/500 et le 1/2 000. Pour des échelles plus petites, il est préférable d'avoir recours au levé mixte, en utilisant la planchette pour l'exploitation des stations, surtout s'il s'agit d'un levé avec courbes de niveau.

Une équipe de levé au tachéomètre est composée des agents suivants :

— Un croquiseur, chef d'équipe qui dessine à vue le croquis du terrain, choisit les points à représenter, les indique sur le croquis et fait placer un ou des porte-mire sur chacun d'eux.

— Un opérateur qui observe avec l'appareil les mires qui lui sont présentées successivement.

— Un secrétaire qui note sur un carnet la référence de chaque point visé, les angles horizontaux et verticaux correspondants ainsi que la distance. Ces observations lui sont dictées par l'opérateur.

— Deux à quatre porte-mire, suivant le relief du terrain et les difficultés d'accès aux points.

On effectue ensuite, d'après le croquis de terrain et les éléments du carnet d'observations, le report ou dessin dans l'ordre suivant : calculs des coordonnées et altitudes des sommets de canevas ; calculs des coordonnées et altitudes de points de détail ; piquage des points sur la minute de levé à l'aide d'un coordinatographe ; complète-

ment de report graphique; inscription des altitudes; dessin de la planimétrie; expression du relief par tracé des courbes de niveau.

Les photographies aériennes permettent éventuellement d'interpoler à vue, entre des détails très voisins mis en place par des procédés topographiques rigoureux.

L'électronique joue un rôle de plus en plus considérable en topographie, dans les techniques de saisie des données sur le terrain, leur exploitation et jusqu'à l'établissement du document final, liste de coordonnées, état de surface ou même plan.

C'est ainsi que la technique du levé tachéométrique évolue vers le remplacement, dans certains cas, des tachéomètres purement optiques et mécaniques par des équipements fondés sur le principe du *géodimètre*. Rappelons qu'en 1948, le Suédois Bergstrand publiait un document sur le géodimètre utilisant des ondes lumineuses aller et retour entre deux points : la vitesse de la lumière est connue, et on en déduit la distance. Dans cet appareil, une *cellule de Kerr* transforme une oscillation électrique en modulation lumineuse.

Les appareils distancemètres les plus récents fondés sur le principe du géodimètre comportent un *appareil de visée* avec embase amovible à plomb optique et un *appareil de commande* séparé, auquel il est relié par un fil. L'appareil de visée est muni de systèmes optiques séparés pour les lunettes d'émission et de réception. A l'autre extrémité de la distance à mesurer, on place un *réflecteur* composé de plusieurs prismes.

Les radiations permettent des mesures de jour et de nuit à des portées variant entre 400 et 1 500 m, selon le nombre des prismes réflecteurs. La précision de la mesure est de l'ordre du centimètre et indépendante de la distance. Certains appareils se fixent sur un théodolite, et cette combinaison permet la mesure de distances et d'angles horizontaux et verticaux. Ces équipements sont précieux pour la réalisation des levés de type tachéométrique.

Méthode des travaux à grande échelle

Les plans à grande échelle (1/2 000 à 1/100) sont principalement dressés en faisant appel à des techniques de levé permettant d'aboutir également à la détermination de coordonnées et de surfaces précises.

Compte tenu de l'échelle du levé, de la précision à atteindre, de la densité des détails à représenter et de la finalité du document à fournir, un choix est à faire parmi les modes opératoires et les instruments à employer. Cependant la méthode générale est la suivante :

— projet du levé;

— reconnaissance du terrain aboutissant au choix des instruments et des modes opératoires;

— établissement du canevas de levé;

— levé des détails;

— exploitation des éléments de mesure (calculs, compensation, report);

— dessin final du plan et rédaction des documents annexes.

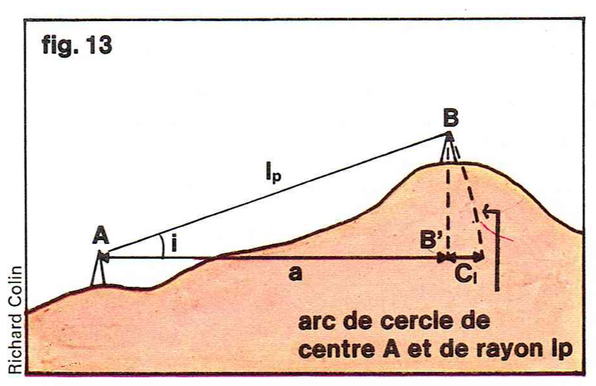
Le **projet du levé** consiste à rechercher tous les documents déjà existants, à choisir l'échelle de représentation, à étudier les précisions planimétrique et altimétrique nécessaires, à connaître les éléments à représenter, ainsi que leur degré dans le détail. L'organisation matérielle est mise au point, compte tenu des objectifs à atteindre et du temps et des moyens dont on dispose.

La **reconnaissance du terrain** est indispensable avant le choix définitif des instruments et des modes opératoires à employer. Elle permet de choisir le canevas de base le plus favorable, l'itinéraire des lignes polygonales et les caractéristiques planimétriques et altimétriques du terrain à lever. S'il s'agit d'un levé urbain, les limites de propriété, la situation des bâtiments, etc., seront examinées.

Établissement du canevas de levé

Polygonation. Si le levé doit être rattaché au système général de coordonnées, il est nécessaire de prévoir l'insertion de quelques points, bien choisis, du canevas nouveau dans le réseau géodésique existant. Le canevas nouveau est, en général, constitué d'un réseau principal de polygonation destiné à compléter le réseau géodésique existant. Ce réseau principal est souvent constitué de cheminements de 1 à 2 km de longueur reliant deux points géodésiques (fig. 11).

Les voies de communication sont favorables au tracé de ces cheminements, dont la distance moyenne entre les



◀ Fig. 13 ; la distance entre les points A et B ramenée à l'horizontale passant par A est a. La longueur réellement mesurée est l_p ; pour obtenir a à partir de l_p, on introduit une correction c_l. En effet :
$$a = l_p - c_l,\quad a = l_p \cos i,$$
d'où
$$c_l = l_p\,(1 - \cos i) = 2\,l_p \sin^2 \frac{i}{2}.$$

sommets visibles l'un de l'autre est de l'ordre de 200 m. Les angles de cette ligne polygonale sont observés au théodolite, suivant un mode opératoire rigoureux permettant d'éliminer l'influence des défauts instrumentaux et les erreurs accidentelles d'observation. La précision avec laquelle les angles des cheminements principaux sont déterminés, est de l'ordre de un à deux milligrades. Les sommets des cheminements sont matérialisés sur le terrain par des repères durables, sur lesquels les théodolites sont centrés avec une précision de l'ordre de quelques millimètres. Dans certains cas, le centrage des appareils est assuré de façon plus rigoureuse encore avec un dispositif de centrage forcé.

La mesure aller et retour des distances est assurée au ruban d'acier suivant l'horizontale ou la pente du terrain. Des corrections appropriées sont appliquées pour s'affranchir des erreurs systématiques (modification de la longueur du ruban due à la température, mauvaise tension du ruban, etc.) et diminuer l'influence des erreurs accidentelles (fig. 13).

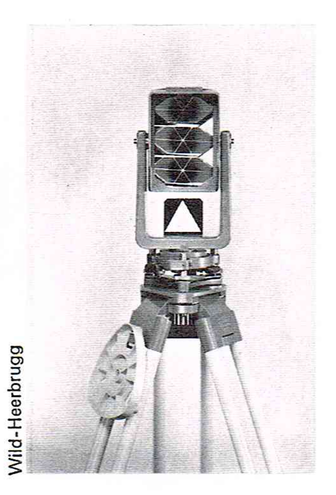
Les longueurs mesurées suivant la pente sont réduites à l'horizon par l'application d'une correction donnée par la formule : $c_l = 2\,l_p\left(\sin^2 \frac{i}{2}\right)$ où c_l est la correction cherchée, l_p est la longueur mesurée suivant la pente, i est l'angle de pente.

Les altérations linéaires dues à la représentation plane ne sont pas négligeables, dans le cas de longs cheminements très éloignés du parallèle origine de la projection (voir *Géodésie*). Un tableau établi par le Service du cadastre donne, en fonction des coordonnées du cheminement, les corrections en centimètres par kilomètre à apporter aux longueurs mesurées sur le terrain. Dans le cas de la projection Lambert et sur le parallèle limite, la correction atteint 37 centimètres par kilomètre. Connaissant les coordonnées des points de départ et d'arrivée ainsi que l'orientation du premier côté (gisement de départ), des formules simples de trigonométrie permettent de calculer, de proche en proche, avec les angles et les longueurs mesurés sur le terrain, les coordonnées de chacun des sommets du cheminement polygonal. Si l'on connaît également les altitudes des points de départ et d'arrivée, ainsi que les angles de pente des divers côtés, on peut calculer les altitudes de chacun des sommets.

Finalement on obtient, pour un point P d'arrivée, un point P' légèrement différent du point connu. L'écart de position P-P' est appelé *écart de fermeture*. Il doit être inférieur à l'écart tolérable qui est calculé en tenant compte des erreurs moyennes quadratiques de chacune des opérations. Cet écart de fermeture est alors *compensé* de telle sorte qu'il y ait un ajustement minimal des angles et des longueurs, se traduisant par un déplacement des coordonnées brutes des sommets du cheminement. De nombreuses méthodes de compensation sont connues; la plus rigoureuse est l'application de la théorie des moindres carrés.

Le réseau principal de polygonation est utilisé afin d'appuyer un réseau secondaire destiné à assurer le levé de détails du terrain.

Le réseau secondaire comprend également des cheminements polygonaux tendus entre des points du réseau principal. Leur longueur moyenne est de l'ordre de quelques centaines de mètres. Les modes opératoires sont moins rigoureux que ceux du réseau principal. L'imprécision des angles est de l'ordre du centigrade, et les mesures des côtés au ruban d'acier ne sont plus soumises qu'à la réduction à l'horizontale.



▲ Un réflecteur à prismes ; il équipe l'appareil de visée d'un distancemètre.

Levé des détails

Pour greffer le levé des détails sur le réseau polygonal, on emploie divers procédés, parmi lesquels :

— Le *levé par perpendiculaires* abaissées des points à lever sur la ligne d'opération. Ce procédé exige l'utilisation d'une équerre optique (fig. 14) et la mesure d'abscisses et ordonnées.

— Le *levé par intersection* ou par *rayonnement* consiste à mesurer avec un goniomètre les angles d'une ou de plusieurs stations connues et dont l'une des directions passe par le point à déterminer.

— Le *levé par obliques latérales* est obtenu en rattachant les points de détail à une ligne d'opérations par mesure des côtés de triangles quasi rectangles. Ces triangles ont deux sommets rigoureusement alignés sur la ligne d'opération. L'un d'entre eux correspond au pied de la perpendiculaire abaissée à vue du point levé. Le 3e sommet est le point à déterminer.

L'application des modes opératoires indiqués précédemment exige d'effectuer sur place un croquis du terrain. Sur le croquis sont indiqués les lignes d'opération, les observations angulaires, les mesures linéaires et tous les détails planimétriques et altimétriques nécessaires. Un croquis clair est indispensable à l'interprétation univoque des éléments de terrain par les calculateurs et dessinateurs qui établissent le plan final.

Les méthodes de nivellement

Le nivellement consiste à déterminer la différence de niveau entre différents points du sol et à définir leur *altitude*. Le niveau moyen des mers ou niveau zéro est pris comme surface de référence pour les altitudes du réseau de nivellement général de la France (voir *Géodésie*).

La mesure d'une différence de niveau ou dénivelée peut être assurée en utilisant trois méthodes différentes : le nivellement direct ou nivellement géométrique ; le nivellement indirect ou nivellement géodésique ; et le nivellement barométrique.

Le nivellement direct

Le nivellement direct consiste à déterminer, au moyen d'un niveau placé entre deux points A et B, une ligne de visée horizontale définie par la surface d'un liquide en équilibre. Cette ligne horizontale permet de lire sur deux mires graduées tenues verticalement sur chacun des points A et B deux hauteurs de visée. La différence des deux lectures donne la différence de niveau entre les points A et B. La ligne horizontale de visée est considérée comme parallèle à la surface de niveau. L'espace compris entre les deux points observés est appelé nivelée. La longueur maximale d'une nivelée est de l'ordre de 50 m pour un nivellement correct. Si les points A et B sont trop éloignés ou si leur différence de niveau est supérieure à une longueur de mire, il est nécessaire de faire plusieurs stations, dont l'ensemble est appelé cheminement. En général, les cheminements de nivellement relient deux repères d'altitude connue. Certains cheminements peuvent atteindre plusieurs kilomètres, et parfois même plusieurs centaines de kilomètres. Le principe général de la méthode reste le même (fig. 15).

En partant de l'altitude Z_A d'un point A, l'altitude du terme final Z_B est $= Z_A + \Delta Z$.

L'analyse de l'écart de fermeture permet la vérification de l'ensemble des observations et des calculs. Si l'écart est conforme à la composition normale des erreurs accidentelles, il est compensé proportionnellement à la valeur des dénivelées successives.

Au cours des opérations de nivellement direct, l'opérateur s'efforce de placer à vue son appareil à distance égale des mires. L'équidistance des portées permet d'éliminer certains défauts et dérèglements instrumentaux et de diminuer l'influence de quelques erreurs systématiques, parmi lesquelles :

— L'*erreur de courbure terrestre*. L'horizontale en un point n'est pas rectiligne mais présente une légère courbure assimilée à celle de la surface de niveau passant par l'axe optique de la lunette. L'erreur C correspond à $\frac{D^2}{2R}$, où D est la longueur de la visée et R le rayon terrestre. Pour une visée de 60 m, cette correction est de 0,3 mm. Si les portées sont égales, l'erreur de courbure s'élimine dans la différence des lectures.

— L'*erreur de réfraction*. La trajectoire d'un rayon lumineux est courbe à cause de la réfraction atmosphérique. Cette courbure est donnée par la formule :

$$K = \frac{1}{R} = \frac{1}{27\,000 \text{ km}}\left(1 + 0{,}3\,\frac{dT}{dH}\text{ degrés par 100 m}\right)$$

dans laquelle $\frac{dT}{dH}$ est le *gradient vertical de température* près du sol. T exprime la température et H l'altitude.

On estime que l'erreur de réfraction est éliminée si les longueurs des deux portées sont équidistantes et si les lectures sont faites dans un intervalle de temps très bref.

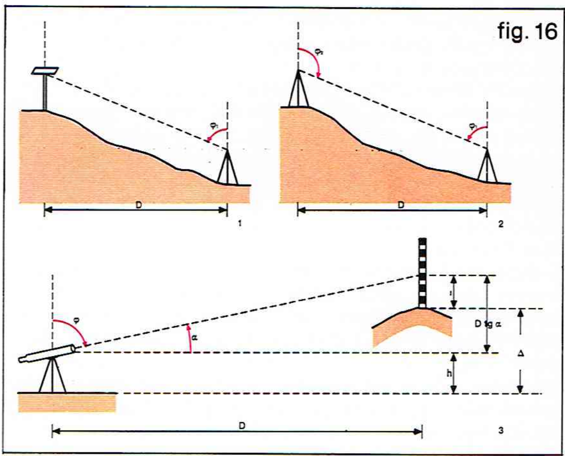
La précision du nivellement direct varie selon l'équipement utilisé et dépend de l'application minutieuse du mode opératoire. Les erreurs accidentelles qui interviennent sont l'erreur de calage de la nivelle, l'erreur de lecture sur la mire et l'erreur de verticalité de la mire. Un nivellement soigné, exécuté avec un niveau de chantier, peut être caractérisé par un écart type sur la dénivelée de l'ordre de $\pm$ 2 mm $\sqrt{n}$, n étant le nombre de stations.

Un cheminement de précision exécuté avec un niveau bloc et des mires appropriées munies d'un micromètre optique permet d'obtenir un écart type sur la dénivelée de l'ordre de $\pm$ 1 mm $\sqrt{K}$, K étant la longueur du cheminement exprimée en kilomètres.

Le réseau du nivellement général français est sous la responsabilité de l'Institut géographique national. La France est divisée en polygones de 1er ordre ayant en moyenne 500 km de périmètre, et dont les côtés suivent en général les voies ferrées. D'autres polygones, fondés sur les précédents, subdivisent le territoire en mailles de plus en plus petites et constituent des réseaux de 2e, 3e et 4e ordre. Les repères de nivellement sont en fonte, ils ont la forme d'une console ou d'un disque scellé contre une façade de bâtiment ou d'ouvrage d'art. L'altitude des repères est définie au millimètre près. Leur précision est caractérisée par l'erreur moyenne quadratique à craindre entre deux repères éloignés de 1 km. Cette erreur est de l'ordre de 2 mm pour les réseaux de 1er et 2e ordre, et atteint 1 cm pour le réseau de 4e ordre.

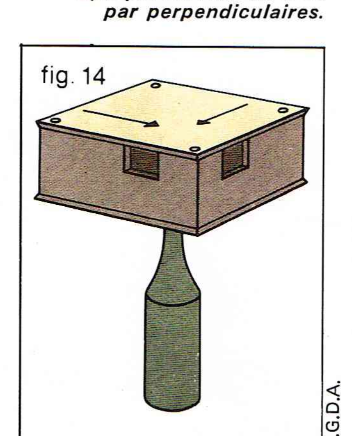
Le nivellement indirect

Le principe en est le suivant : un théodolite et une mire sont respectivement placés à la verticale de deux points (fig. 16). On mesure l'angle de pente α de la visée relative à un point de la mire ou l'angle complémentaire φ appelé angle zénithal. La hauteur h de l'axe optique de l'appareil et la hauteur l du point de mire sont mesurées, ainsi que la distance horizontale D séparant les deux points.



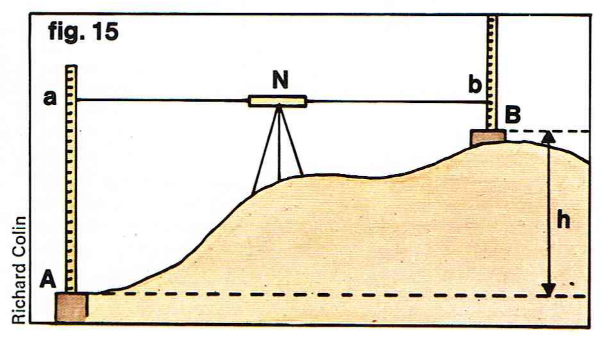
I.G.D.A.

▶ ***Fig. 16**; nivellement indirect : 1, à angle zénithal unique ; 2, à angles zénithaux réciproques ; 3, illustration du calcul de la différence de niveau.*



I.G.D.A.

▼ ***Fig. 14**; une équerre optique servant au levé par perpendiculaires.*



Richard Colin

▶ ***Fig. 15**; mesure de la dénivelée h entre les points A et B. On dispose, en A et B, deux mires verticales que l'on vise successivement avec un niveau à lunette, N, à peu près équidistant de A et de B ; les lectures a et b donnent la dénivelée par l'expression : h = a — b.*

La différence de niveau entre les sols des deux points est donnée par les formules :

$$\Delta = D \operatorname{tg} \alpha + h - l \quad \text{ou} \quad D \operatorname{cotg} \varphi + h - l.$$

Si les coordonnées des deux points sont connues, la distance D est calculée. Il arrive que la différence de niveau soit déterminée par la mesure unique de l'angle φ_1 ou par deux visées réciproques donnant deux angles zénithaux φ_1 et φ_2.

L'application de ce mode opératoire permet de déterminer, par intersection, par relèvement ou par visées réciproques, la différence de niveau entre deux points.

Le mode des visées réciproques est généralement appliqué en opérations enchaînées. Ce sont alors des cheminements altimétriques, et l'observation des angles verticaux est relative à une hauteur de mire *(l)* égale à la hauteur d'appareil *(h)*. La formule précédente est alors simplifiée et devient : $\Delta = D \operatorname{tg} \alpha$ ou $D \operatorname{cotg} \varphi$.

L'angle vertical α ou φ utilisé pour le calcul correspond à l'observation moyenne des deux angles réciproques. Ainsi l'erreur de réfraction atmosphérique et l'erreur de courbure terrestre se trouvent éliminées. La combinaison de ces deux erreurs est appelée *erreur de niveau apparent*. Une formule simplifiée mais non homogène donne sa valeur en mètres :

$$E = \frac{D^2}{15},$$

D étant la distance exprimée en kilomètres.

La précision d'un nivellement indirect est bien moins grande que celle d'un nivellement direct. Elle est de l'ordre de quelques centimètres. L'instabilité de la réfraction atmosphérique en est en grande partie responsable. Le nivellement indirect ou géodésique est employé pour la détermination rapide des altitudes, en terrain accidenté ou dans des visées à grande distance (fig. 17).

Le nivellement barométrique

On sait que la pression atmosphérique, entre deux points, varie avec la différence de niveau, l'altitude de ces points, leur latitude, la température et l'état hygrométrique de l'atmosphère au moment des observations.

Une formule, dite de Laplace, permet de calculer la différence de niveau ΔZ entre deux points, connaissant leur latitude moyenne *(L)*, les températures t et t' et les pressions barométriques P et P' observées en chacun de ces points. Cette formule qui donne ΔZ en mètres est la suivante :

$$\Delta Z = 18\,336\,(1 + 0{,}002\,65 \cos 2L)\left[1 + \frac{2\,(t + t')}{1\,000}\right] \log \frac{P}{P'}.$$

Il faut donc mesurer, *au même instant*, la pression et la température en deux points. La pression atmosphérique est mesurée avec un baromètre à mercure, muni d'un vernier au 1/20 de mm. ou avec un baromètre anéroïde qui indique la pression en mm de mercure.

Il faut disposer de deux baromètres et de deux opérateurs. Dans le cas d'un cheminement barométrique, on part d'un point d'altitude connue pour se refermer sur un autre point d'altitude connue. La précision d'un nivellement barométrique est très faible. Elle est de l'ordre de plusieurs mètres. Ce procédé est utilisé pour des levés d'exploration.

Les documents topographiques

Les travaux topographiques aboutissent à l'établissement de cartes ou de plans, selon l'échelle de représentation et la surface de la zone traitée. Les différents types de documents à petite et moyenne échelle seront présentés en cartographie.

● *Les plans à grande échelle* (1/5 000 et au-dessus) sont les suivants :

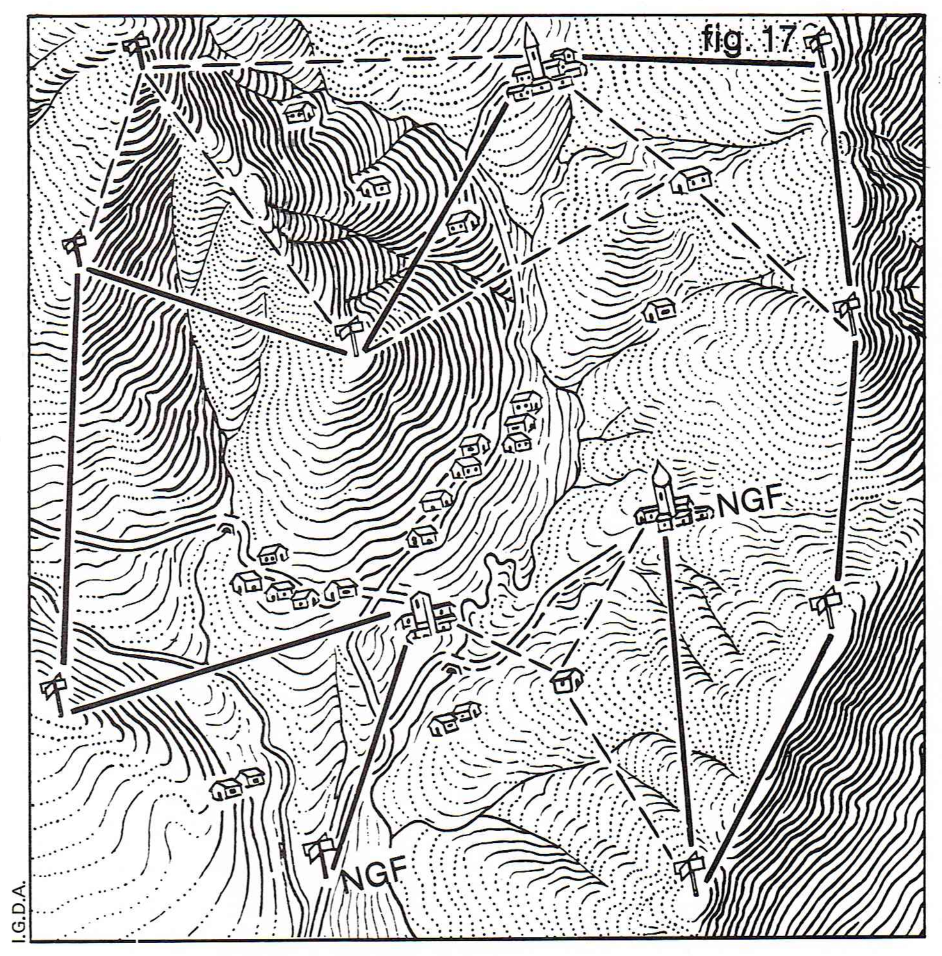
— *Plans généraux*. Pour répondre aux besoins des urbanistes, une loi du 15 juin 1943 fait établir une série de fonds de plans permettant les études de projets.

Plans à 1/5 000 pour les villes importantes et servant de plans directeurs.

Plans à 1/2 000 servant de fonds de plan ou projet d'aménagement de ville.

Sur ces plans sont indiqués les corps de rues, limites de parcelles, constructions, espaces publics, voies de chemins de fer et quais, hydrographie, cotes de niveau et relief du terrain naturel.

Le levé du plan est fondé sur un canevas d'ensemble homogène et précis, le corps de rue et les parcelles sont représentés avec une précision graphique de 2/10 de mm.



▲ ***Fig. 17 ; réseau de nivellement géodésique : une polygonale altimétrique (traits pleins) part d'un repère de nivellement (N G F) et se ferme sur un autre repère. A partir des sommets de polygonale, on exécute un nivellement par rayonnement (traits tiretés).***

A une échelle de 1/2 000, cela représente une précision réelle de 0,40 m. Ce plan est généralement présenté en deux couleurs : planimétrie en noir et altimétrie en bistre.

— *Plans parcellaires*. Les plans parcellaires à 1/500 sont utilisés pour l'étude des projets détaillés, les remembrements, les lotissements, etc. Le plan parcellaire à 1/500 comprend, en principe, tout ce qui serait vu par un observateur situé au-dessus du terrain. Les éléments représentés sont les éléments indiqués sur un plan à 1/2 000 auxquels s'ajoutent de nombreux détails pouvant être représentés à l'échelle et dont l'importance est de l'ordre du décimètre. Les murs privatifs ou mitoyens sont notés par des signes conventionnels.

Ce plan est appuyé sur un canevas rigoureux. La précision planimétrique d'un point est de l'ordre du décimètre.

— *Plans cadastraux*. Les plans cadastraux ne diffèrent des plans parcellaires que par certains caractères économiques, juridiques et administratifs. Le cadastre a pour objet la définition des limites administratives, des limites de la propriété publique et privée, des catégories de terrain imposables.

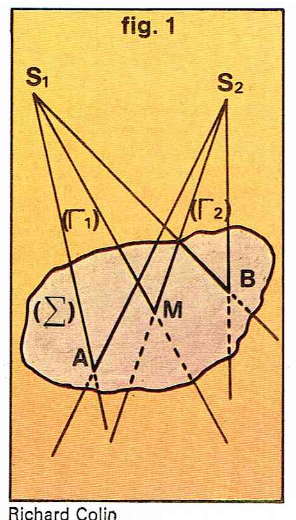
Les plans cadastraux, en France, ont été établis sous trois régimes différents : loi du 15 septembre 1807, loi du 7 août 1850, loi du 17 mars 1898. Les décrets du 4 janvier et du 30 avril 1955 ont refondu en un texte unique toutes les règles applicables aux opérations cadastrales et à la publicité foncière.

Le levé cadastral est un levé régulier satisfaisant aux tolérances générales fixées pour les levés à grande échelle. L'échelle des plans cadastraux varie entre 1/500 pour les zones à grand morcellement et 1/2 000 pour les terrains formés de grandes parcelles.

Le Service du cadastre, qui détient une cartothèque considérable de 500 000 feuilles de plans couvrant environ 50 millions d'hectares, s'oriente vers la constitution d'un *plan cadastral numérique*, ou liste de coordonnées organisées suivant une certaine forme.

Sommairement, le processus opérationnel en est le suivant :

— levé précis des détails au tachéomètre opto-électrique ;

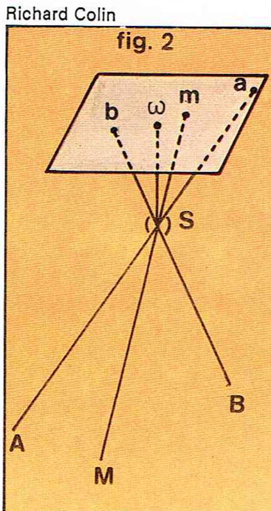


Richard Colin

▲ *Fig. 1 ; représentation schématique des gerbes perspectives relatives à un objet.*

▼ *Fig. 2 ; représentation schématique d'une perspective plane ou photographique : A, B, M, points de l'objet ; a, b, m, perspectives de A, B, M ; $\bar{\omega}$, point principal ; S, centre de perspective.*

Richard Colin



— numérisation du levé, traitée par calculatrice électronique et par exploitation du croquis de terrain et des bandes perforées directement issues du tachéomètre ;

— création, au vu du croquis de terrain, d'un fichier des ordres de dessin ;

— dessin automatique du plan, par exploitation électronique du fichier.

Ces procédés permettront également la sortie rapide, par ordinateur, de toutes les informations numériques dont on a besoin (longueurs de façades, surfaces, coordonnées, etc.).

— *Plans d'alignement.* Les communes sont dans l'obligation d'établir et de conserver les plans d'alignement de leur agglomération. L'échelle de ces plans est, en principe, le 1/200, cependant le 1/500 est adopté dans les petites villes et villages. Les plans d'alignement représentent la limite entre la propriété publique et privée, ainsi que tous les détails planimétriques situés à l'intérieur des parcelles sur une largeur variant entre 7 et 15 mètres. L'altimétrie comporte les points cotés nécessaires à l'établissement de profils en long dans les axes de voies.

— *Plans de propriétés* et *travaux particuliers.* Indépendamment des plans d'ensemble, les géomètres sont appelés à effectuer de nombreux travaux de caractère local : levé d'une propriété, tracés d'alignement, implantation de bâtiments ou d'axes de voies, levé d'architecture, etc. L'échelle des plans se rapportant à ces travaux varie entre le 1/200 et le 1/50.

L'enseignement de la topographie

La topographie est une science très ancienne qui a contribué au développement économique mondial.

Dans de nombreux domaines, l'intervention de géomètres et de topographes est nécessaire. Cette intervention touche aujourd'hui la plupart des activités d'équipement : voies de communication, équipement hydraulique, implantation de lignes électriques, prospection géologique et minière, amélioration des sols, aménagement urbain ou rural, exploitation forestière, cadastre, etc.

Pour répondre à ces besoins, il existe en France quelque 9 000 géomètres et ingénieurs qui se répartissent approximativement de la façon suivante :

— profession libérale : 3 000 ;

— secteurs public et nationalisé (I G N, Cadastre, etc.) : 5 000 ;

— entreprises de génie civil ou de travaux publics : 1 000 ;

Actuellement, la formation professionnelle est assurée de la façon suivante :

Écoles délivrant des diplômes d'ingénieur :

— École nationale des sciences géographiques de l'Institut géographique national ;

— École nationale supérieure des arts et industries de Strasbourg ;

— École spéciale des travaux publics de Paris ;

— École supérieure des géomètres et topographes du Conservatoire national des arts et métiers ;

— École des ingénieurs de la préfecture de Paris.

Depuis 1929 est institué un diplôme officiel de géomètre expert foncier D. P. L. G., délivré à la suite de deux examens, l'un préliminaire, l'autre final, ce dernier assorti d'épreuves pratiques. Ces centres de formation préparent à l'examen préliminaire et l'institut de topométrie au Conservatoire national des arts et métiers à l'examen final.

Une loi du 7 mai 1946 a institué l'Ordre des géomètres experts, qui réglemente l'exercice de la profession. L'inscription à l'Ordre est subordonnée à la possession du diplôme de géomètre expert foncier D. P. L. G.

BIBLIOGRAPHIE

D'HOLLANDER, *Topographie générale,* Eyrolles, 1971. - DUBUISSON, *Procédés et méthodes de levés topographiques aux grandes échelles,* Eyrolles, 1955. - DURBEC, *Cours de topométrie générale,* Eyrolles, 1969. - GRELAUD, *Levers ruraux et Opérations connexes,* Eyrolles, 1965. - MERLIN, *la Topographie,* Collection Que sais-je ?, n° 744, P.U.F. - OLLIVIER, *Instruments topographiques,* Eyrolles, 1955. - ROUSSILHE, *Cours de topométrie urbaine,* Eyrolles, 1969. - TATON, *Topographie souterraine,* Eyrolles, 1972. - VATAN, *Cours de tachéométrie,* Eyrolles, 1967.

PHOTOGRAMMÉTRIE

La photogrammétrie est la technique qui permet d'étudier et de définir les formes, les dimensions et la position dans l'espace des objets, en utilisant des mesures faites sur des photographies de ces objets. La photogrammétrie appartient donc à la catégorie générale des techniques de mesure ; elle associe et adapte les méthodes de ces techniques aux caractéristiques et aux ressources de la photographie.

L'intérêt essentiel de cette technique est de permettre l'enregistrement quasi instantané de l'état d'un objet à un moment donné et de laisser au photogrammètre le temps de procéder à l'exploitation des clichés dans des conditions généralement plus favorables que celles dans lesquelles seraient exécutées des mesures directes sur l'objet. En particulier, il devient possible de mesurer les formes, les dimensions et la trajectoire des objets en mouvement ; inversement, il est permis d'envisager de définir les dimensions d'un objet fixe lorsque l'observateur est lui-même en mouvement. Sous réserve que la prise de vue soit conforme aux normes qualitatives et métriques requises, la photographie constitue, à cette fin, un document d'archive très maniable, de conservation illimitée, prêt à restituer à tout instant la richesse incomparable de l'information qu'il contient. La photographie donne en effet à l'œil humain un champ physique et une amplitude de sensibilité spectrale qu'il ne possède pas, et elle lui permet de découvrir et d'analyser des phénomènes qui échapperaient à l'examen naturel.

Méthode générale de la photogrammétrie

Considérons (fig. 1) un objet quelconque limité dans l'espace par une surface (Σ), et un point S_1, extérieur à l'objet et que nous appellerons *point de vue* ou *centre de perspective.* Tout point (A, B,... M) de (Σ) définit avec S_1 une droite ou *rayon perspectif,* et l'ensemble de tous les rayons perspectifs correspondant à tous les points de l'objet constitue la *gerbe perspective* (Γ_1), le nombre d'éléments de cet ensemble pouvant être fini ou infini. La connaissance de la surface (Σ) et de la position du centre de perspective S_1 par rapport à l'objet suffit à déterminer la gerbe perspective (Γ_1) ; par contre, la connaissance de S_1 et de (Γ_1) ne suffit pas à déterminer (Σ).

Considérons maintenant un second centre de perspective S_2 différent de S_1 et la gerbe perspective (Γ_2) qui lui est associée. Chaque point M de l'objet se situe à l'intersection des deux *rayons perspectifs homologues* S_1M et S_2M ; par conséquent, il suffit de connaître la position absolue dans l'espace des centres S_1 et S_2 et l'orientation de chacun des rayons S_1M, S_2M pour déterminer la position de tout point M de (Σ) et, par suite, la surface (Σ).

Ce problème très général de l'intersection spatiale est, sur le plan théorique, relativement simple, mais son application à un grand nombre de couples de rayons homologues met en jeu un nombre considérable de paramètres que nous classerons en trois catégories :

— les *paramètres d'orientation interne* définissant, dans chaque gerbe prise isolément, l'orientation relative de chaque rayon par rapport aux autres ;

— les *paramètres d'orientation relative* d'une gerbe par rapport à la gerbe homologue, permettant de constituer un solide unique et par suite de reconstituer un modèle-objet libre dans l'espace et à une échelle arbitraire ;

— les *paramètres d'échelle, de situation* et *d'orientation* dans l'espace du solide constitué par deux gerbes homologues dont l'orientation relative est réalisée.

Les deux dernières catégories sont souvent regroupées sous l'appellation de *paramètres externes ;* elles diffèrent cependant par le fait que la détermination des paramètres d'orientation relative ne nécessite pas la connaissance d'autres données que les paramètres d'orientation interne de chaque gerbe, dès lors que les gerbes comprennent au moins 5 rayons homologues distincts. Il est aisément concevable que l'enregistrement des paramètres d'orientation interne, associé à la nécessité d'identifier parfaitement les couples de rayons homologues S_1M, S_2M, constituerait une tâche longue et fastidieuse s'il devait être fait appel eux procédés habituels de mesures d'angles.

C'est ici qu'intervient la photographie, jouant le rôle de *perspective plane* de l'objet. Plaçons en effet (fig. 2) au centre de perspective l'objectif d'un appareil photographique supposé parfait, dont le centre optique coïncide avec S et dont la distance focale a été calculée de telle sorte que les images de tous les points de l'objet soient des points sur le cliché. Les points-images a, b,...m se situant respectivement dans le prolongement des rayons SA,SB,..SM.., définissent parfaitement avec S la direction de ces rayons. Il suffira, par conséquent, de connaître la position relative de S par rapport au plan perspectif (C) du cliché pour reconstituer la gerbe. Deux éléments suffisent pour cela : ce sont la projection orthogonale $\bar{\omega}$ de S sur (C) appelée *point principal* et la distance $\overline{S\bar{\omega}}$ en grandeur et en signe ou *distance principale*. De plus, les images photographiques, par leur nature même, permettront d'identifier aisément les détails homologues, il sera même possible de réaliser cette identification en l'absence de détails caractéristiques, grâce au fusionnement binoculaire dont il sera question plus loin.

Historique

La théorie géométrique des perspectives, œuvre des mathématiciens Desargues (1593-1662) et Lambert (1728-1787), est bien antérieure à l'invention de la photographie, par Niepce et Daguerre, en 1838. Ce n'est cependant qu'en 1859 que le capitaine de génie Aimé Laussedat inventa la *métrophotographie* pour la réalisation de levés de plans. Indépendamment, l'architecte allemand Meydenbauer utilisa pour la première fois la photographie, en 1858, dans l'établissement de plans de monuments. C'est ce dernier qui donna à ces applications le nom de *photogrammétrie,* qui a subsisté. En dépit des premiers succès, le procédé restait peu précis et d'une mise en œuvre délicate, et il fallut attendre la découverte en 1878 des émulsions au gélatino-bromure d'argent, puis l'invention par Stolze, en 1892, du « repère stéréoscopique », pour résoudre les problèmes d'identification des points homologues et de précision des mesures. Le premier appareil de restitution fut l'œuvre de Deville qui l'utilisa en 1896 pour exécuter des levés topographiques au Canada, mais l'Allemand Pulfrich, avec le *stéréocomparateur* qu'il construisit en 1901, et la technique qu'il lui associa, peut être considéré comme le véritable fondateur de la photogrammétrie moderne. Sur ces bases fut développé le *stéréo-autographe* de von Orel qui résolvait parfaitement les problèmes de la *photogrammétrie terrestre* et qui fut utilisé très largement en Europe de 1908 à 1939. Parallèlement, des études furent entreprises pour appliquer aux photographies prises d'un aérostat les principes de la photogrammétrie terrestre. L'Autrichien Scheimpflug jeta, dès le début du siècle, les bases d'une technique de prise de vue et de restitution qui reste valable de nos jours, mais il fallut attendre 1930 pour voir apparaître les premiers appareils de restitution de photographies aériennes, et la méthode générale ne fut parfaitement au point qu'à la veille de la Seconde Guerre mondiale.

Depuis cette date, des progrès considérables ont été obtenus, aussi bien dans la technologie mécanique et optique des *appareils analogiques* que dans la qualité et les performances des objectifs et des émulsions photographiques. On s'attacha également à découvrir des méthodes et des procédés qui simplifièrent considérablement les déterminations des paramètres d'orientation absolue et d'échelle du modèle stéréoscopique, ce qui contribua à généraliser l'emploi de la photogrammétrie aérienne pour la cartographie du sol de notre planète. La cartographie du sol lunaire a été entreprise en adaptant ces mêmes méthodes aux conditions particulières rencontrées.

Une nouvelle ère de développement s'est ouverte depuis grâce à l'électronique et à l'informatique; les contraintes mécaniques disparaissent avec l'ordinateur; le tube cathodique avec l'analyseur et le corrélateur d'images remplaceront bientôt l'œil humain dans l'identification des points homologues des clichés. Au document graphique auquel nous sommes habitués se substitue déjà un ensemble de données numériques emmagasinées sur bandes magnétiques et pour la collecte desquelles la photogrammétrie est particulièrement bien adaptée.

Les chambres métriques de prise de vue et les émulsions

Chambres métriques

L'objectif — et, d'une manière générale, l'appareil photographique — parfait que nous avons évoqué dans une première approximation, n'existe évidemment pas. Cependant, compte tenu de l'échelle généralement très petite des clichés : 1/100 à 1/100 000 selon les applications, on conçoit aisément qu'il faut rechercher une très grande précision dans la définition des paramètres d'orientation interne de la gerbe perspective et que, par suite, l'appareil photographique d'amateur ne pourra suffire. Nous avons supposé tout d'abord que les rayons passaient par le « centre optique » de l'objectif sans être déviés; en réalité, nous utiliserons presque toujours un système centré constitué parfois d'un ensemble de 10 lentilles séparées par un diaphragme (fig. 3) duquel l'objectif donnera deux images, les *pupilles,* l'une située à l'avant, l'autre située à l'arrière de l'objectif (fig. 4). Le centre de la pupille d'entrée sera le point de convergence des rayons incidents *(P),* le centre de la pupille de sortie celui des rayons émergents *(P').* Tout se passe donc comme si le centre de perspective S était dédoublé, mais l'angle α que forme un rayon incident avec l'axe optique n'est généralement pas identique à l'angle α' que forme le rayon homologue émergent avec l'axe. La relation $\alpha' = f(\alpha)$ définit la distorsion radiale de l'objectif dont il faut tenir compte.

Une chambre métrique de prise de vue devra donc être conçue pour fournir la position du point principal $\bar{\omega}$, et pour garantir la valeur de la distance principale et de la distorsion, étalonnées avant et après la prise de vue. Elle est généralement constituée (fig. 5) par un bloc indéformable en alliage léger, insensible aux variations de tempé-

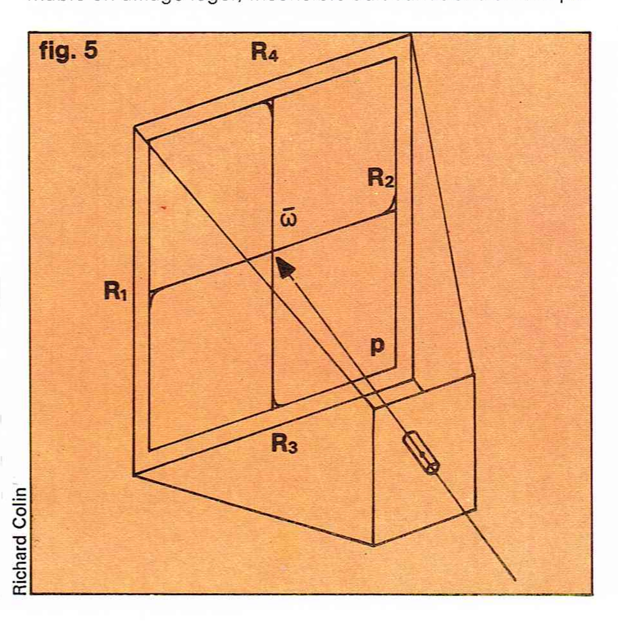
fig. 4

Richard Colin

▲ *Fig. 4; schéma de la* **distorsion radiale** *d'un objectif :* **P,** *pupille d'entrée;* **P',** *pupille de sortie;* α, *angle d'incidence;* α', *angle d'émergence.*

fig. 3

Wild-Heerbrugg



◄ *A gauche, fig. 3; schéma d'un objectif de prise de vue, de type Wild Super-Aviogon II : angle de champ, 120°; p = 88 mm (3 1/2"). A droite, fig. 5; schéma d'une chambre de prise de vue : p, distance principale;* R_1, R_2, R_3, R_4, *repères médians de fond de chambre;* $\bar{\omega}$, *point principal.*

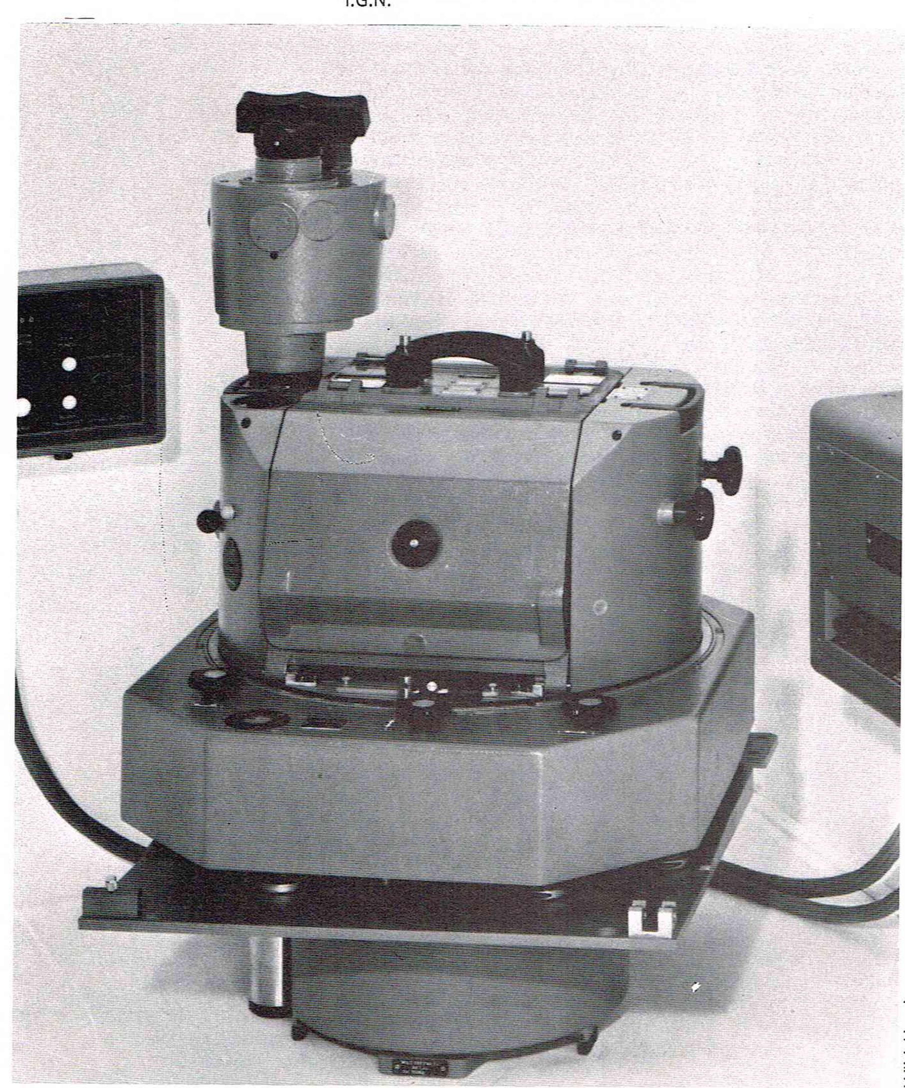
▶ *Divers types d'appareils de prise de vue terrestre, employés par l'I.G.N.*



I.G.N.

▼ *Chambre de prise de vue aérienne, Wild RC-10.*





Wild-Heerbrugg

rature, dans lequel le fond de chambre sur lequel s'applique le cliché est rigoureusement plan et orthogonal à l'axe de l'objectif. Des repères fixes du fond de chambre impressionnent la surface sensible simultanément à la prise de vue, de manière à définir deux axes (R_1R_2 et R_3R_4) à l'intersection desquels se situe, par construction, le point principal $\bar{\omega}$.

Certaines chambres comportent un réseau quadrillé, gravé sur une glace servant d'appui à la surface sensible et interposée entre l'objectif et celle-ci de manière à pouvoir déceler d'éventuelles variations dimensionnelles du cliché entre l'instant de la prise de vue et son utilisation. Les objectifs utilisés font l'objet d'études spéciales ayant pour but de corriger au mieux les aberrations, de fournir des images d'excellente netteté, de posséder un champ angulaire étendu associé à une grande clarté et à une faible courbure de champ et enfin de réduire au minimum la distorsion. S'il s'agit d'une chambre métrique destinée à des applications courantes de photogrammétrie terrestre pour lesquelles le point de vue et l'objet photographié sont immobiles, il sera généralement possible d'opérer avec des temps de pose importants, ce qui permettra de diaphragmer fortement et, par suite, de mieux réaliser le stigmatisme approché. Si au contraire il s'agit d'une chambre de prise de vue aérienne, il conviendra d'utiliser des temps de pose très courts (1/500, 1/1 000 de seconde), ce qui imposera l'emploi d'une ouverture relativement grande et rendra plus difficiles la correction des aberrations et l'égalisation des éclairements dans le champ.

Émulsions

Les émulsions utilisées en photogrammétrie sont essentiellement constituées par une suspension, dans de la gélatine, d'halogénures d'argent dont la dimension des cristaux varie de 0,8 μm pour les émulsions lentes à 4 μm pour les émulsions rapides. Elles sont coulées en couches d'épaisseur calibrée soit sur une glace dont la planéité est réalisée à 10 μm près, soit sur un film de polyester qui sera appliqué sur le fond de chambre par un dispositif à succion.

Les formats des clichés sont variables, allant de 60 × 80 mm en photogrammétrie terrestre à 230 × 230 mm pour la photographie aérienne. Les distances focales des chambres sont également très variables, de 21 mm à 600 mm, pour répondre aux différentes contraintes d'échelle, de champ et de clarté propres à chaque application ; il semble néanmoins qu'une certaine normalisation

des chambres de prise de vue aérienne soit en cours dans les pays occidentaux : format 230 × 230 mm, focales 86 mm, 152 mm, 210 mm et 300 mm.

Quatre types d'émulsions sont utilisés : *panchromatique, infrarouge noir et blanc, couleurs* et *fausses couleurs,* ces deux dernières étant généralement composées de trois couches de sensibilité différente.

Des dispositifs automatiques de commande et de synchronisation du déclenchement des obturateurs, de déroulement du film ou même d'asservissement de la caméra sont disponibles. L'adjonction de filtres colorés permet d'éviter les effets néfastes des rayons de longueur d'onde parasite. Le *pouvoir résolvant* de l'ensemble objectif-émulsion caractérisant la netteté de l'image d'une chambre de prise de vue métrique varie de 5 à 20 μm.

Le fusionnement binoculaire et la stéréoscopie

Lorsqu'un observateur examine avec ses deux yeux O_1 et O_2 un détail A d'un objet (fig. 6) la ligne de fixation de chaque œil, qui peut être assimilée à l'axe optique du cristallin, passe par le détail. Deux images, a'_1 et a'_2, sensiblement identiques, se forment sur les points correspondants de la *fovéa,* sur la rétine de chaque œil. Le cerveau ne perçoit qu'une seule image du point A et des points voisins dont l'éloignement est sensiblement le même. En effet, pour un angle constant α de convergence des lignes de fixation des yeux correspondent des points homologues dans les zones rétiniennes proches de la fovéa.

Lorsqu'un point objet B, situé dans un champ voisin de celui de A, n'a pas le même éloignement, ses images b'_1 et b'_2 ne se forment pas dans des zones correspondantes. Pour rétablir le fusionnement ou correspondance, il faudrait que les lignes de fixation subissent une rotation afin de converger en B et former entre elles l'angle β. En l'absence de cette rotation des globes oculaires, le cerveau traduit les petites dissemblances des images en différences d'éloignement entre les points A et B ou ce qui revient au même, en variation de l'angle formé par les rayons visuels. Cette petite différence angulaire $p = \alpha - \beta$ est la *parallaxe stéréoscopique angulaire* qu'un observateur normal peut évaluer jusqu'à la limite de 1/20 000 de radian.

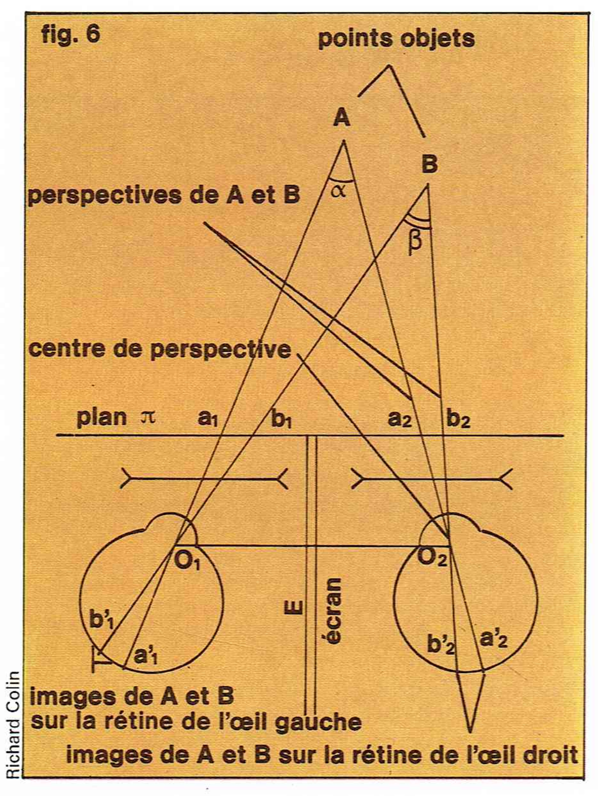
Coupons alors les gerbes des rayons O_1A, O_1B et O_2A, O_2B par un plan π théorique pour obtenir les perspectives a_1 b_1 et a_2 b_2 ; plaçons un écran E entre les 2 yeux pour séparer les 2 images et enlevons l'objet. Géométriquement, rien n'est changé aux conditions d'observation, mais la relation physiologique convergence-accommodation est détruite, car la courbure du cristallin de chaque œil devrait varier sans déplacement des lignes de fixation. Pour remédier à cela, interposons, entre chaque œil et la perspective qui lui est destinée, une lentille rejetant les images au voisinage des points A et B ; nous avons ainsi réalisé le *fusionnement stéréoscopique* et confectionné un *stéréoscope.*

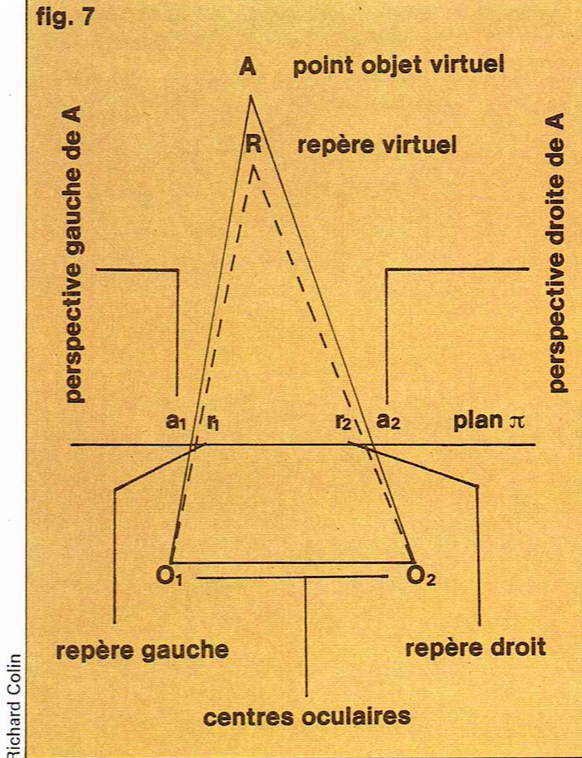
Plaçons, alors dans le plan π deux petits repères circulaires r_1 et r_2 (fig. 7) solidaires d'un dispositif qui maintient constamment le parallélisme de $\overline{r_1 r_2}$ avec $\overline{O_1 O_2}$ et qui permet de mesurer avec précision la distance r_1 r_2. Les yeux observant respectivement les images a_1 et a_2 et les points r_1 et r_2 proches de ces dernières, le cerveau interprétera r_1 et r_2 comme les images d'un point R dont l'éloignement est différent de celui de A. En déplaçant lentement r_1 et r_2 pour les amener sur, respectivement, a_1 et a_2, l'observateur aura l'impression de voir le point R flotter dans l'espace pour venir se poser sur A.

Ce *contact stéréoscopique,* que des observateurs normalement doués peuvent réaliser avec une précision de quelques micromètres, est à l'origine du développement des méthodes et des matériels de photogrammétrie.

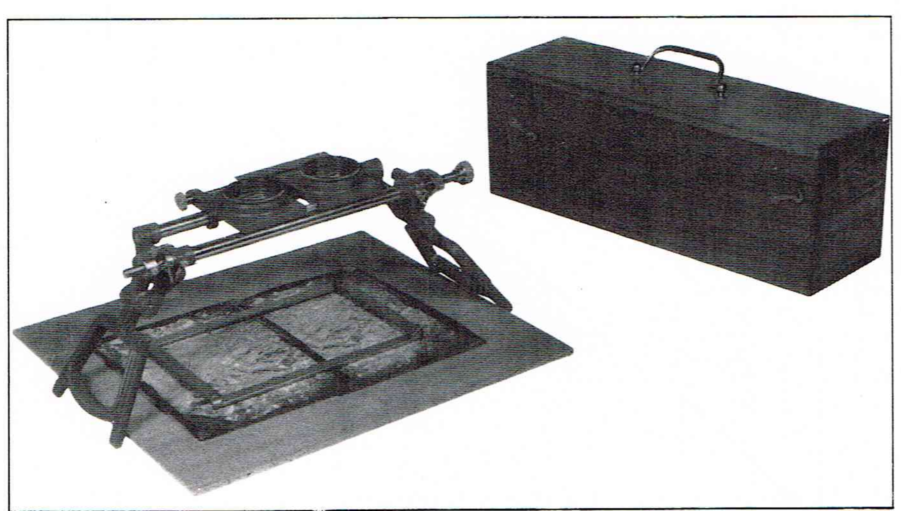
Les stéréoscopes sont d'un usage courant, et il en existe de différents types adaptés soit à l'observation stéréoscopique des clichés aériens, soit à l'examen de photographies réalisées avec des chambres métriques terrestres ou d'amateur. L'ensemble, constitué d'un stéréoscope et d'une *barre de parallaxe* supportant les repères stéréoscopiques, équipe, sous différentes formes, tous les stéréocomparateurs et de nombreux appareils de restitution.

Il existe d'autres moyens d'obtenir artificiellement la vision stéréoscopique, le plus courant est le procédé des *anaglyphes* qui consiste à représenter en superposition les deux perspectives, dont les points principaux sont confondus, respectivement en deux couleurs complémentaires, en général l'une en rouge, l'autre en bleu-vert. Le *stéréogramme* ainsi obtenu est observé à l'aide de lunettes dont les verres sont constitués par des filtres colorés, les couleurs étant complémentaires de celles des perspectives correspondantes de manière que chaque œil ne perçoive que la perspective qui lui est destinée. Le même résultat peut être obtenu en projetant des faisceaux polarisés. On peut aussi projeter alternativement les images des deux perspectives avec une fréquence assurant la persistance des impressions lumineuses sur la rétine et occulter simultanément et alternativement le champ visuel de chaque œil afin qu'il n'observe que l'image qui lui est destinée. Ce dernier procédé permet en particulier l'observation d'images en couleurs, ce que la





◀ *A gauche, fig. 6; représentation schématique du* **fusionnement binoculaire.** *A droite, fig. 7; illustration schématique du* **repère stéréoscopique.**



I.G.N.

▲ *Un stéréoscope : il en existe différents types adaptés soit à l'observation stéréoscopique de clichés aériens, soit à l'examen de photographies réalisées avec des chambres métriques terrestres ou d'amateur.*

▼ *Fig. 8 ; représentation schématique d'un stéréocomparateur : Z_1, repère stéréoscopique gauche ; Z_2, repère stéréoscopique droit ; X_1, coordonnée relative X du cliché gauche (constante pour un modèle donné) ; X_2, coordonnée relative X du cliché droit (variable) ; $\overline{\omega}_1$, point principal de la perspective gauche ; $\overline{\omega}_2$, point principal de la perspective droite.*

méthode des anaglyphes n'autorise pas ; les deux entraînent néanmoins une certaine fatigue oculaire.

Enfin, notons qu'en augmentant artificiellement la base $O_1\ O_2$ d'observation par l'utilisation de prismes ou de miroirs, comme il en existe dans certaines jumelles, et en utilisant des instruments grossissants ayant pour effet de multiplier par un même coefficient tous les angles sous lesquels on voit les distances entre points de l'objet pris deux à deux, on recule la limite de perception naturelle du relief ; on dit alors qu'il y a *hyperstéréoscopie*.

La restitution photogrammétrique

La restitution photogrammétrique est la recherche de l'ensemble des intersections dans l'espace de tous les rayons homologues de deux gerbes perspectives définies par deux clichés photographiques. Cette opération regroupe donc la définition des différents paramètres d'orientation interne et externe des gerbes perspectives ; elle peut être réalisée soit par *voie analytique,* soit par *voie analogique*. Dans le premier cas, l'instrument de mesure mis en œuvre, le *comparateur,* est relativement simple, les résultats sont très précis, la méthode est universelle, mais les calculs point par point sont complexes et nécessitent généralement l'emploi d'un ordinateur. Dans le second cas, l'instrument utilisé est le *stéréorestituteur analogique,* essentiellement constitué d'organes mécaniques et optiques, de conception et de réalisation complexes pour chaque gamme d'applications, mais d'une grande souplesse d'emploi, et autorisant le tracé continu des lignes planimétriques et des courbes de niveau. Une nouvelle génération d'instruments, les *stéréorestituteurs analytiques,* associent les avantages des deux méthodes en substituant aux parties mécaniques du stéréorestituteur analogique des dispositifs électroniques et électromécaniques, permettant ainsi ! restitution de lignes continues à partir d'un calcul rapide point par point.

La restitution analytique

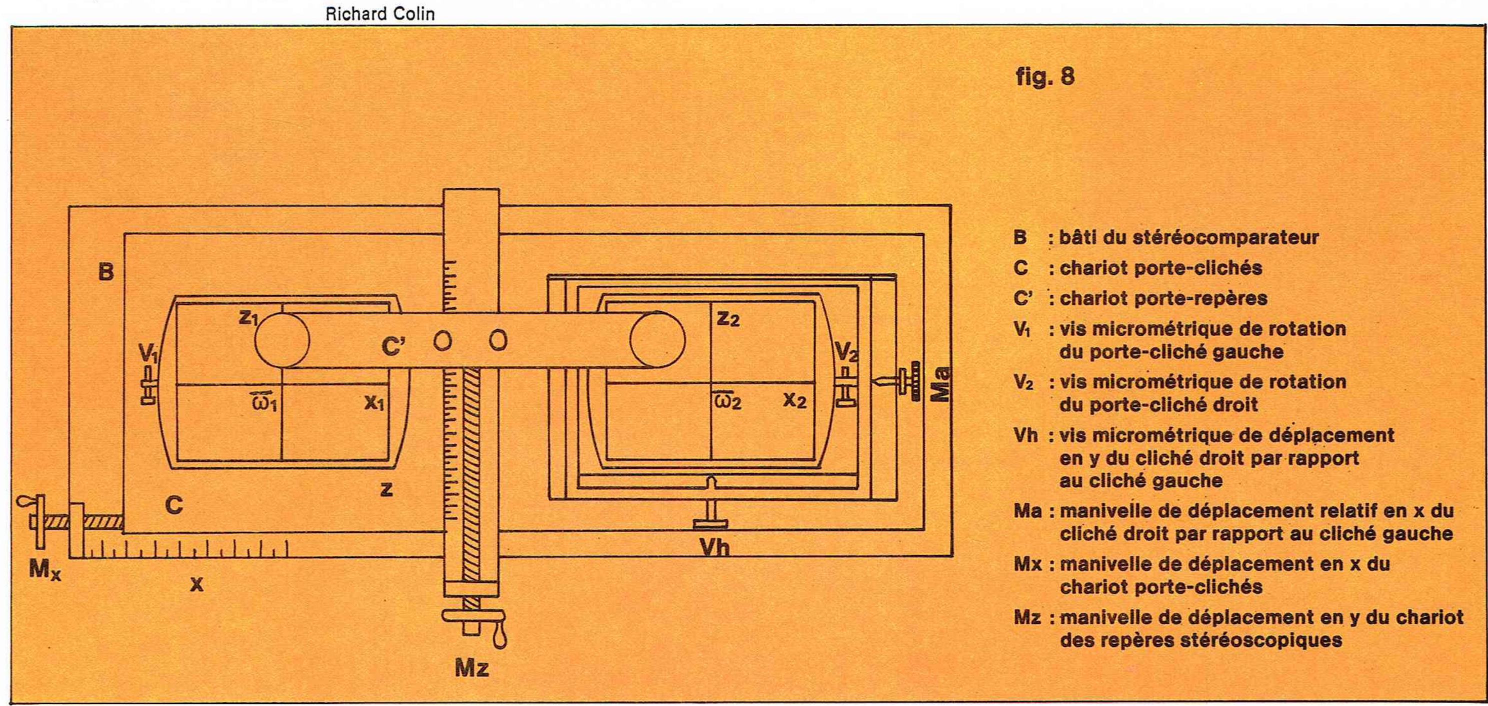
La mise en œuvre d'une solution analytique, c'est-à-dire la détermination par le calcul des paramètres directeurs du rayon perspectif correspondant à un point du cliché, implique la mesure préalable des coordonnées de ce point dans le plan du cliché. Cette mesure s'effectue avec un **comparateur,** instrument constitué essentiellement d'un bâti sur lequel reposent un chariot porte-cliché pouvant subir une translation dans une direction déterminée C et un chariot support de l'index de lecture, pouvant subir une translation I dans une direction rigoureusement orthogonale à C. Les déplacements de ces chariots, commandés par des manivelles actionnant des vis micrométriques, sont mesurés à l'aide de codeurs électromagnétiques, avec une précision de l'ordre de 1 μm.

Dans le dessein d'améliorer la précision de la mise en superposition de l'index de lecture et du point-image, et aussi afin de faciliter l'identification des points homologues de deux clichés, on utilise le **stéréocomparateur** comprenant (fig. 8) deux chariots porte-cliché et un système binoculaire d'observation permettant d'examiner simultanément les deux clichés et de réaliser le *pointé stéréoscopique*. Les coordonnées d'un point-image, fournies dans le système de référence du comparateur et corrigées éventuellement des erreurs d'étalonnage du coordinatomètre, subissent tout d'abord une translation et une rotation pour être référées au système d'axes matérialisés sur le cliché par les images des repères de fond de chambre, dont les coordonnées ont été également mesurées au comparateur. Plusieurs corrections sont alors effectuées. Il convient tout d'abord de tenir compte des variations dimensionnelles du support du cliché en comparant la figure formée par les images des repères de fond de chambre avec celle des repères eux-mêmes ; ces variations peuvent atteindre plusieurs dizaines de micromètres.

Il faut ensuite appliquer la correction de distorsion ; pour cela, on utilise les résultats des mesures d'étalonnage de la chambre de prise de vue, réalisées à l'aide d'un **photogoniomètre** sur 25 points d'un réseau constitué par un quadrillage régulier, et dont l'interprétation est la suivante : on admet que la distorsion moyenne, que l'on suppose radiale, peut être représentée par la relation :

$$(p_a + dp)\ \mathrm{tg}\ \alpha = l + al^3 + bl^5$$

Richard Colin



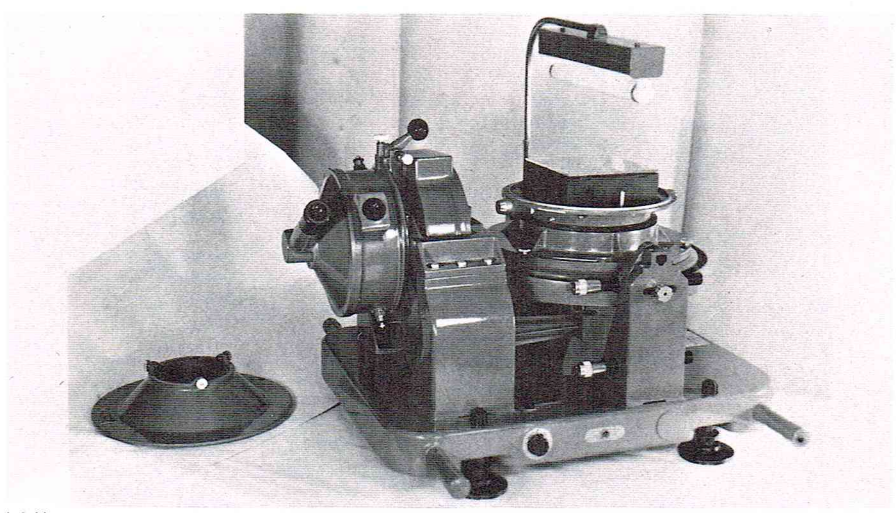
où α est l'angle radial mesuré au photogoniomètre, p_α une valeur approchée de la distance principale, l la distance du point considéré au point principal, a et b deux coefficients inconnus et dp la correction inconnue à apporter à p_α pour obtenir la distance principale d'étalonnage. Chacun des 25 points ayant fourni une relation d'observation entre les trois inconnues dp, a et b, le système est résolu par la méthode des moindres carrés. Enfin, s'il s'agit de clichés aériens à petite échelle, il conviendra de tenir compte de l'effet de la réfraction atmosphérique.

Toutes ces corrections ayant été appliquées, un rayon SM d'une gerbe est parfaitement défini ; on connaît en effet 2 points de ce rayon (fig. 9) : le centre de perspective S situé sur la perpendiculaire au plan du cliché élevé en $\bar{\omega}$ et à une distance $p = p_\alpha + dp$ de ce dernier, et le point perspectif m, de coordonnées x et y. Un système de paramètres directeurs dans le repère orthonormé x, y, z est $[x_m, y_m, p]$ ou encore [u, v, 1] avec $u = \frac{x_m}{p}$ et $v = \frac{y_m}{p}$, ces valeurs étant, respectivement, les tangentes des angles formés par l'axe $\bar{\omega}z$ avec les projections du rayon SM dans les plans $x\bar{\omega}z$ et $y\bar{\omega}z$.

A ce stade des opérations et moyennant la connaissance des coordonnées réelles de trois points de l'objet photographié, il peut être envisagé de mettre en place la gerbe perspective par rapport à l'objet en assujettissant chaque rayon relatif à un point connu à passer par ce point. Il suffit ensuite d'opérer de même avec la seconde gerbe pour déterminer les positions absolues de chaque couple de rayons homologues et, par suite, les coordonnées de leur intersection. Ce procédé, dit du *relèvement spatial*, et qui revient géométriquement à rechercher pour chaque gerbe l'intersection de trois tores, se traduit par la détermination des paramètres de deux translations (des centres de perspective S_1 et S_2) et de deux rotations (de chaque gerbe autour de son centre de perspective S) ; il n'est généralement utilisé que pour des applications industrielles concernant un nombre de points limité et dans lesquelles on recherche une grande précision.

La matrice rotation la plus utilisée en photogrammétrie est celle qui fait intervenir successivement les rotations élémentaires $\bar{\omega}$, φ, κ autour, respectivement, des axes O_x, O_y, O_z ; son expression complète est :

$$R = \begin{bmatrix} \cos\varphi\cos\kappa & \sin\bar{\omega}\sin\varphi\cos\kappa - \cos\bar{\omega}\sin\kappa & \cos\bar{\omega}\sin\varphi\cos\kappa + \sin\bar{\omega}\sin\kappa \\ \cos\varphi\sin\kappa & \sin\bar{\omega}\sin\varphi\sin\kappa + \cos\bar{\omega}\cos\kappa & \cos\bar{\omega}\sin\varphi\sin\kappa - \sin\bar{\omega}\cos\kappa \\ -\sin\varphi & \sin\bar{\omega}\cos\varphi & \cos\bar{\omega}\cos\varphi \end{bmatrix}$$



▲ *Un photogoniomètre radial.*

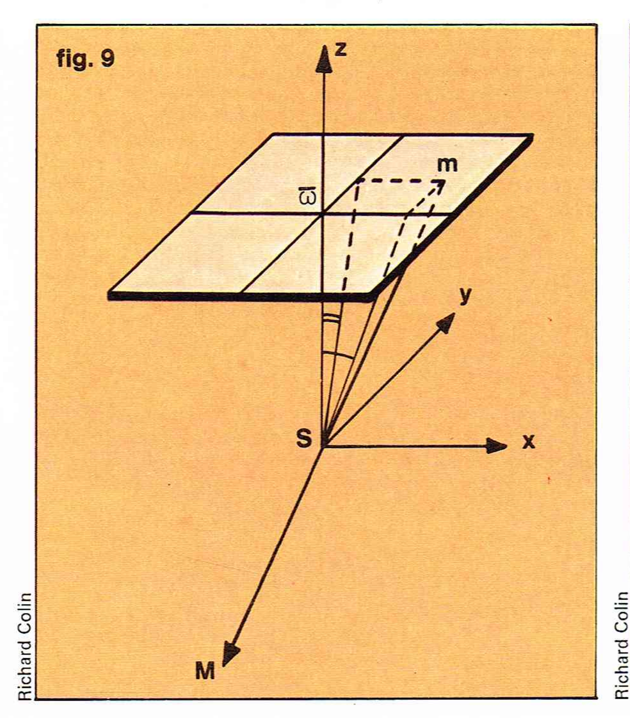
à laquelle on substitue, si les rotations sont très petites, la matrice :

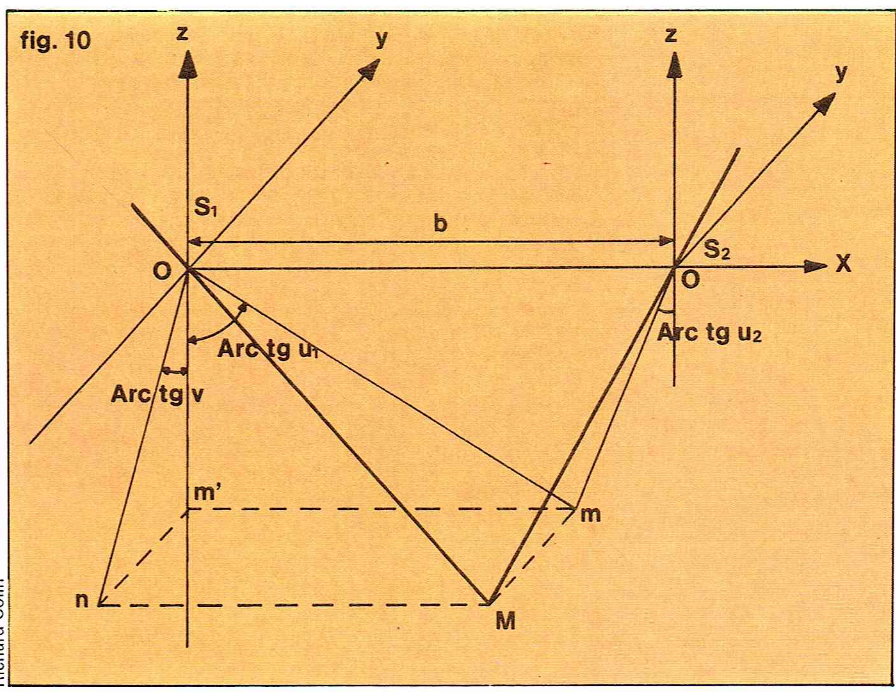
$$R(\bar{\omega}, \varphi, \kappa) = \begin{bmatrix} 1 & -\kappa & \varphi \\ \kappa & 1 & -\bar{\omega} \\ -\varphi & \bar{\omega} & 1 \end{bmatrix},$$

obtenue en assimilant les sinus à l'expression de l'angle en radians et les cosinus à l'unité.

Le plus souvent, et c'est le cas dans toutes les applications cartographiques de la photogrammétrie, on recherchera tout d'abord les matrices R_1 et R_2 des rotations qu'il faut faire subir respectivement aux gerbes Γ_1 et Γ_2 pour obtenir une orientation relative correcte de ces deux gerbes. Pour ce faire (fig. 10), on placera tout d'abord Γ_1 et Γ_2 à une distance $S_1S_2 = b$ arbitraire, et on les orientera de manière que les axes S_1x et S_2x soient confondus et que les trièdres $S_1x_1y_1z_1$ et $S_2x_2y_2z_2$ se déduisent l'un de l'autre par translation. Si les gerbes étaient correctement orientées, tous les rayons homologues se couperaient dans l'espace. Considérons deux de ces rayons S_1M et S_2M et leurs projections sur les plans des xS_1z et yS_1z faisant avec l'axe des z les angles Arc tg u_1, Arc tg u_2, Arc tg v_1 et Arc tg v_2 ; nous pouvons voir que, si $u_1 = \frac{x}{z}$ est toujours différent de $u_2 = \frac{x - b}{z}$, en revanche, l'égalité $v_1 = v_2 = \frac{y}{z}$ caractérise l'intersection des deux rayons ; c'est ce critère qui sera retenu dans le calcul. Celui-ci est conduit de la manière suivante.

▼ *A gauche, fig. 9 ; schéma des paramètres directeurs d'un rayon perspectif :* $\bar{\omega}$, *point principal de la perspective ;* S, *centre de la perspective ;* M, *point objet ;* m, *image ou perspective de* M. *A droite, fig. 10 ; schéma de l'orientation relative des gerbes perspectives :* S_1, S_2, *centres de perspective ;* b, *base ;* M, *point objet reconstitué ;* m, m', n, *projections de M sur, respectivement, le plan des XZ, l'axe des Z, le plan des YZ ;* u_1, v, u_2, *paramètres directeurs des rayons perspectifs.*





En transformant le vecteur [u, v, 1] par la matrice R ($\bar{\omega}$ φ $\varkappa$) on obtient :

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -\varkappa & \varphi \\ \varkappa & 1 & -\bar{\omega} \\ -\varphi & \bar{\omega} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} +u & -\varkappa v & +\varphi \\ \varkappa u & +v & -\bar{\omega} \\ -\varphi u & +\bar{\omega} v & +1 \end{bmatrix}$$

$$\Rightarrow v' = \frac{y'}{z'} = \frac{\varkappa u + v - \bar{\omega}}{-\varphi u + \bar{\omega} v + 1}.$$

Lorsque les deux gerbes (Γ_1) et (Γ_2) ont subi respectivement les rotations ($\bar{\omega}_1$, φ_1, $\varkappa_1$) et ($\bar{\omega}_2$, φ_2, $\varkappa_2$), les paramètres initiaux v_1 et v_2 sont devenus respectivement :

$$v'_1 = \frac{\varkappa_1 u_1 + v_1 - \bar{\omega}_1}{-\varphi_1 u_1 + \bar{\omega}_1 v_1 + 1} \text{ et } v'_2 = \frac{\varkappa_2 u_2 + v_2 - \bar{\omega}_2}{-\varphi_2 u_2 + \bar{\omega}_2 v_2 + 1}$$

En remarquant que les rotations $\bar{\omega}_1$ et $\bar{\omega}_2$ s'effectuent autour du même axe des x et que, par conséquent, $\bar{\omega}_1$ a le même effet que $-\bar{\omega}_2$, il est possible de supprimer $\bar{\omega}_1$, et la relation d'observation s'écrit $v'_2 - v'_1 = 0$, soit :

$$(\varkappa_2 u_2 + v_2 - \bar{\omega}_2)(-\varphi_1 u_1 + 1) - (\varkappa_1 u_1 + v_1)(-\varphi_2 u_2 + \bar{\omega}_2 v_2 + 1) = 0$$

ou encore, en négligeant les termes du deuxième ordre :

$$(1 + v_1 v_2)\bar{\omega}_2 + u_1 v_2 \varphi_1 - u_2 v_1 \varphi_2 + u_1 \varkappa_1 - u_2 \varkappa_2 + v_1 + v_2 = 0.$$

Le calcul est effectué en utilisant 6 à 10 points bien répartis dans le *modèle stéréoscopique,* c'est-à-dire la partie commune à deux clichés formant couple et dont les axes de prise de vue sont généralement sensiblement parallèles ; il fournit des matrices R_1 et R_2 très approchées dont les éléments $\bar{\omega}_2$, φ_1, φ_2, $\varkappa_1$ et $\varkappa_2$ sont calculés par la méthode des moindres carrés. Ces valeurs, que l'on a supposées petites, sont en réalité généralement quelconques. On applique alors à chacun des deux faisceaux perspectifs la véritable rotation en utilisant la matrice complète ou encore la matrice d'Olinde Rodrigues dans laquelle $\theta = \sqrt{\bar{\omega}^2 + \varphi^2 + \varkappa^2}$, et, pour chaque couple de rayons homologues, on évalue $\lambda = p\,(v_1 - v_2)$ qui caractérise la *parallaxe linéaire transversale* ou $\Delta v = \text{Arc tg } v_1 - \text{Arc tg } v_2$ qui représente le rectiligne de l'angle dièdre formé par les plans S_1 S_2 m_1 et S_1 S_2 m_2, m_1 et m_2 étant respectivement les points images de M sur les perspectives C_1 et C_2. Si ces valeurs sont inférieures aux tolérances admises ($\lambda_1 \leqslant 20$ µm ou $\Delta v_1 \leqslant 0{,}0001$ rd), on considère que l'orientation relative est réalisée, sinon le calcul est repris avec les nouvelles valeurs u'' et v''. En général, deux ou trois itérations suffisent, à l'issue desquelles les matrices-rotations définitives sont arrêtées, pour passer au calcul des coordonnées provisoires x, y, z de tous les points du modèle dans le système arbitraire choisi et dont on connaît des coordonnées réelles X, Y, Z dans le milieu objet, rapportées à une référence absolue. L'opération suivante consiste à mettre ce modèle à l'échelle, c'est-à-dire à faire varier la base b introduite arbitrairement au début des opérations, de telle sorte qu'entre deux points connus M et P de l'objet :

$$\sqrt{(x_M - x_P)^2 + (y_M - y_P)^2 + (z_M - z_P)^2} = \frac{1}{E}\sqrt{(X_M - X_P)^2 + (Y_M - Y_P)^2 + (Z_M - Z_P)^2}.$$

Enfin, les deux gerbes perspectives constituant un modèle unique à l'échelle donnée 1/E mais libre dans l'espace, il s'agit de trouver une rotation et une translation destinées à lui donner sa position et son orientation absolue dans un système d'axes lié à l'objet. Le calcul des coordonnées spatiales des intersections de tous les couples de rayons peut alors être entrepris dans le système de référence absolu.

La restitution analogique

La restitution analytique, telle que nous l'avons décrite, ne fournissait avant la naissance des stéréorestituteurs analogiques que les coordonnées de points isolés du modèle ; elle ne permettait ni le tracé continu des lignes de l'objet, ni le tracé continu des sections de cet objet par des plans parallèles à xoy (courbes de niveau dans le cas d'une cartographie), ou par des plans parallèles à oz, ce que l'on nomme des *profils.* C'est pourquoi les constructeurs ont cherché à fabriquer des appareils analogiques dans lesquels la restitution s'effectue par voie mécanique ou optique ; ce sont ces appareils classiques qui ont été à la base du développement de la photogrammétrie. Les appareils actuels, qui font appel aux techniques les plus perfectionnées de la mécanique et de l'optique, ont atteint un tel degré de perfection qu'il ne semble plus possible d'améliorer leur précision ; il est probable que cette génération disparaîtra du marché au cours des prochaines décennies, mais, en raison de leur grande fiabilité, leur utilisation se poursuivra encore longtemps.

Un appareil analogique comportera toujours des organes correspondant aux différentes fonctions que nous avons déjà évoquées :

— des organes permettant la reconstitution des gerbes perspectives ;

— des organes permettant la reconstitution de la position dans l'espace des deux gerbes perspectives, c'est-à-dire permettant l'orientation relative des gerbes, appelée ici *formation du modèle,* la mise à l'échelle et l'orientation absolue de ce modèle ;

— un dispositif d'observation des clichés, permettant l'examen stéréoscopique d'un point quelconque commun aux deux clichés et l'exploration du modèle en relief perçu par l'observateur ;

— un mécanisme restituteur, permettant la matérialisation, à chaque instant, de deux rayons perspectifs homologues correspondant au point visé sur les clichés, et de leur intersection ;

— un dispositif de mesure des coordonnées du point d'intersection des rayons homologues, permettant de lire ou d'enregistrer (numériquement ou graphiquement) ces coordonnées.

Il existe un très grand nombre d'appareils analogiques que nous pouvons classer de différentes manières.

Tout d'abord, la façon dont sont matérialisés les rayons perspectifs reconstitués, d'une part dans l'espace-image, d'autre part dans l'espace-modèle, est tantôt mécanique, tantôt optique, ce qui conduirait à considérer quatre combinaisons. En pratique, il n'en existe que trois : les appareils à reconstitution optique de part et d'autre du centre de perspective, les appareils à reconstitution optique dans l'espace-image et à reconstitution mécanique dans l'espace-modèle, et enfin les appareils à reconstitution entièrement mécanique. La première et la seconde catégorie sont maintenant peu représentées dans la construction moderne, les principaux appareils existant sur le marché mondial appartiennent à la troisième catégorie.

Les appareils analogiques peuvent également être distingués en fonction de leur précision et de leur plus ou moins grande universalité. Certains ont été réalisés pour des conditions de prise de vue bien déterminées ou des applications particulières : c'est le cas des appareils destinés à la photogrammétrie terrestre (Wild A40, Zeiss-Terragraph, etc.) ; d'autres ont été conçus pour recevoir des clichés de différents formats, pour permettre l'introduction d'une gamme étendue de distances principales, pour faire subir aux clichés des rotations d'amplitude importante ou pour effectuer de nombreuses corrections (variation dimensionnelle des clichés, distorsion radiale et tangentielle, réfraction atmosphérique, courbure de terre). La combinaison de la plus ou moins grande universalité et de la plus ou moins grande précision conduit à classer les appareils à reconstitution rigoureuse en trois ordres ; une quatrième catégorie est généralement réservée aux appareils simplifiés.

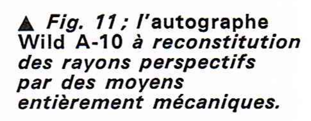
A titre d'échantillon, nous décrirons un appareil de restitution qui a fait son apparition sur le marché en 1968, l'**autographe Wild A10** (fig. 11). Cet appareil de premier ordre, destiné avant tout aux applications cartographiques, est constitué d'un châssis robuste enveloppant le mécanisme restituteur et supportant, dans sa partie supérieure, les *chambres de restitution.* Celles-ci sont construites pour subir des rotations autour d'un *axe des abscisses* (inclinaison $\bar{\omega}$ ou site) et d'un *axe des ordonnées* (inclinaison en φ ou convergence) passant par un point fixe, le *centre de perspective ;* la rotation $\varkappa$ ou déversement s'exerce dans le plan du cliché. Dans chaque chambre de restitution, trois *colonnes à crémaillère,* solidaires de la monture inférieure, supportent un cadre sur lequel sont fixés la *couronne porte-cliché* et les *chariots* croisés du microscope d'observation. Ce dernier, qui peut par conséquent se déplacer dans deux directions rectangulaires pour l'exploration du cliché, est solidaire d'une *tige* portant, à son extrémité interne, un *manchon* monté à la cardan dans lequel vient coulisser une *tige spatiale,* elle-même tournant autour de l'axe d'un *cardan fixe,* qui

matérialise sous la chambre le centre de perspective. Tout se passe comme si le centre du cardan supérieur était le point-image, les chambres ayant été déportées de part et d'autre des tiges spatiales pour résoudre le problème de l'encombrement. A cette même fin, les cardans matérialisant les centres de perspective ont subi un décalage dans le sens des y, la chambre droite étant ainsi déplacée vers l'avant. Les *tiges spatiales* matérialisant les rayons perspectifs ne convergent donc pas en un point unique, celui-ci est dédoublé et matérialisé par deux manchons montés sur deux cardans, lesquels sont reliés l'un à l'autre par deux bras fixés au chariot des *Z*. Ce dédoublement présente d'ailleurs un autre intérêt : en effet, les deux centres de perspective étant fixes, les composantes en *X*, *Y* et *Z* de la base de prise de vue peuvent être introduites en faisant varier la position relative des deux cardans inférieurs. Le *chariot* des *Z*, entraînant ces deux cardans, se déplace en hauteur sur deux colonnes situées à l'arrière de l'appareil, elles-mêmes solidaires du *chariot des X* qui coulisse sur *deux tiges fixées sur le chariot des Y*. Ce dernier chariot se déplace en Y sur deux autres tiges fixées sur le bâti inférieur. Inversement, ces trois derniers mouvements, actionnés par des manivelles et une pédale animant des vis micrométriques, impriment aux cardans inférieurs des déplacements entraînant la rotation des tiges spatiales, lesquelles font subir à l'*index micrométrique* des translations permettant l'exploration des clichés. La distance principale p de la chambre de prise de vue est introduite en actionnant les crémaillères des colonnes supportant le cadre porte-cliché et le dispositif d'observation ; lorsque l'une des tiges est verticale, la distance entre les centres des cardans supérieurs est précisément égale à p, celle-ci pouvant varier de 86 à 305 mm. La distorsion est corrigée par l'interposition entre le cliché et l'index de lecture d'une *glace asphérique* dont la courbure de la surface inférieure a pour effet de dévier le rayon lumineux. Les clichés sont éclairés par des tubes fluorescents, sans influence thermique, les images des deux index sont renvoyées par un jeu de prismes dans les deux oculaires d'observation placés à l'avant. L'appareil comporte en outre un dispositif correcteur de la courbure de terre et de la réfraction atmosphérique, constitué par une calotte sphérique métallique placée sous le bloc restituteur et sur laquelle se déplace un galet solidaire des colonnes des Z. Les déplacements en X et Y sont transmis à un coordinatographe lumineux placé sur le côté de l'appareil et sur lequel, dans des rapports variant de 0,25 à 4, s'effectue automatiquement le tracé des lignes restituées ; ils peuvent également, ainsi d'ailleurs que le déplacement en Z, être lus sur des compteurs ou être transmis par des codeurs à des dispositifs d'enregistrement sur papier, bande perforée ou bande magnétique.

La mise en place d'un modèle stéréoscopique sur un appareil de ce type comporte sensiblement les mêmes phases que celles que l'on rencontre en restitution analytique ; elle diffère cependant de cette dernière par la substitution des opérations mécaniques aux calculs et par l'introduction de translation en Y et Z. Les rotations sont déterminées successivement en annulant la parallaxe linéaire transversale λ en 6 points caractéristiques du modèle, choisis en raison de l'effet particulier que peuvent avoir les différents paramètres sur la parallaxe en ces points. La mise à l'échelle et l'orientation absolue du modèle nécessitent la connaissance des mêmes données externes qu'en restitution analytique et s'opèrent de la même manière, en effectuant une translation des cardans inférieurs de composantes Bx, By, Bz et en appliquant simultanément aux deux chambres une rotation de composantes $\bar{\omega}$, φ. La mise en correspondance du système de référence absolu s'effectue simplement en faisant varier la lecture de l'échelle des Z de l'appareil, et en faisant subir une rotation à la feuille de projection (ou stéréominute) placée sur le coordinatographe. Dans le cas d'un enregistrement numérique, une transformation des coordonnées X et Y est nécessaire.

Bloc restituteur du WILD-A.10
fig. 11

Wild-Heerbrugg

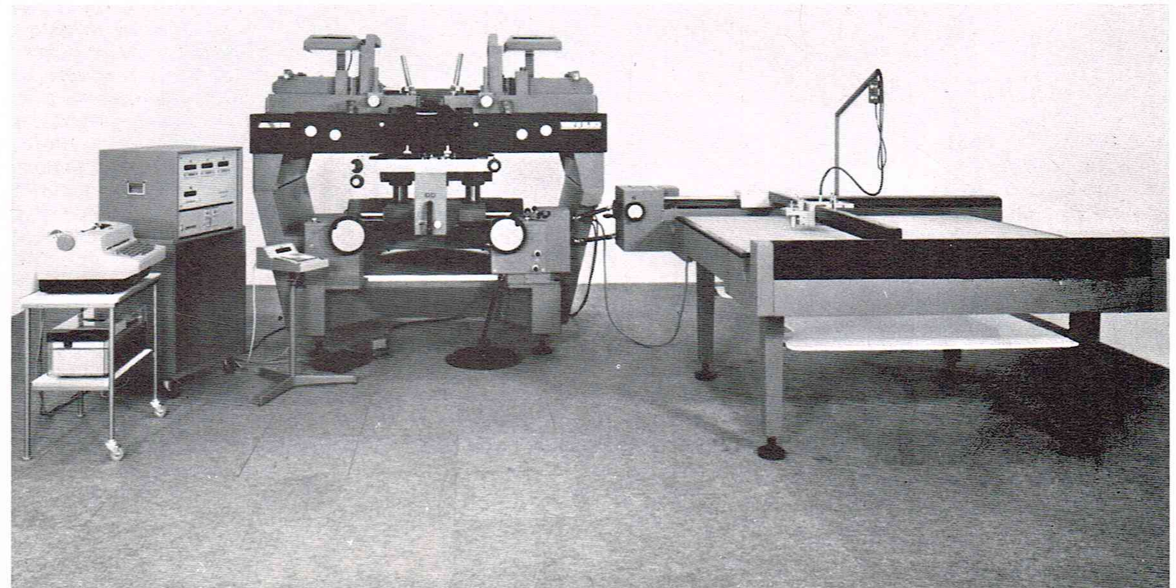

▲ *Fig. 11 ;* **l'autographe Wild A-10** *à reconstitution des rayons perspectifs par des moyens entièrement mécaniques.*

Les applications de la photogrammétrie

Les applications cartographiques de la photogrammétrie

L'utilisation de la photogrammétrie dans l'établissement des levés topographiques a été à l'origine de l'essor de cette technique et représente encore actuellement 95 % de ses applications. Exploitant tout d'abord des photographies terrestres, c'est-à-dire prises de points de vue situés, par exemple, sur des sommets de montagne et dont on déterminait les coordonnées et l'orientation de référence

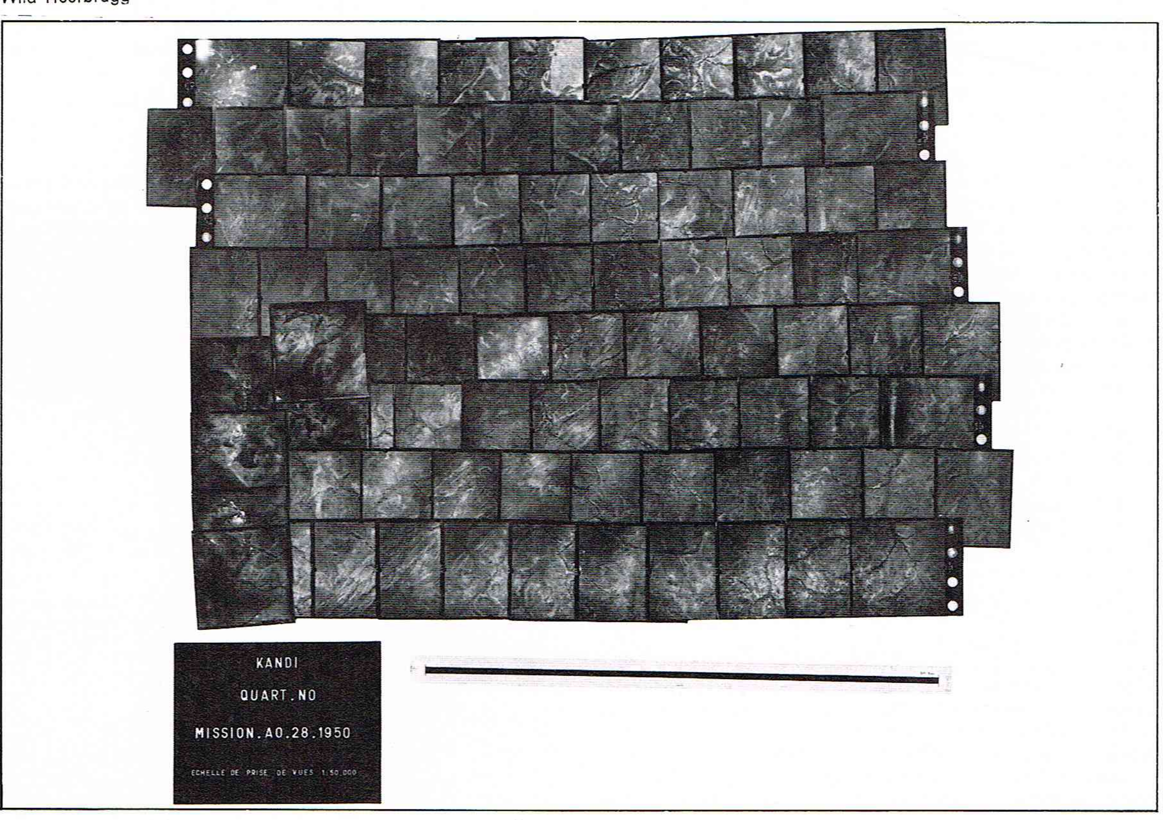
Wild-Heerbrugg



◀ *Vue d'ensemble d'un appareil de restitution analogique : au centre, l'autographe (ou bloc restituteur) relié à un coordinatographe (à droite) ; à gauche, un enregistreur de coordonnées, une perforatrice de bandes et un télétype.*

Wild-Heerbrugg

▲ ***Aménagement intérieur d'un*** **avion photographe.**



▶ ***Photo-index d'une prise de vue verticale.***

I.G.N.

par triangulation, cette technique fut utilisée pour réaliser une grande partie de la carte des Alpes à l'échelle de 1/20 000. Néanmoins le champ de cette application restait limité aux régions accidentées, sa mise en œuvre était délicate et nécessitait presque toujours un complément de levé direct dans les parties correspondant aux angles morts des clichés; enfin la précision des levés exécutés de cette manière manquait d'homogénéité. La mise au point de la prise de vue aérienne relégua la photogrammétrie terrestre à des applications limitées au levé de parois verticales et plus généralement d'édifices et d'objets divers; nous classerons maintenant ce genre de réalisations dans les applications non cartographiques de la photogrammétrie. La photogrammétrie cartographique est donc essentiellement la photogrammétrie aérienne, l'aérostat le plus utilisé étant l'avion.

● *La prise de vue*

On a continué de distinguer quatre catégories de photographies aériennes :

— les *photographies* dites *verticales,* dont l'axe optique présente avec la verticale un angle inférieur à 3°;

— les *photographies convergentes,* dont l'axe optique fait avec la verticale un angle de 10 à 20° dans la direction du vol de l'avion;

— les *photographies obliques,* dont l'axe fait avec la verticale un angle de 15 à 30° dans la direction perpendiculaire au vol;

— enfin les *photographies panoramiques,* sur lesquelles l'horizon apparaît.

Par suite du développement des **objectifs grand angulaire** et **super-grand angulaire** pouvant atteindre des champs de 137° (Roussar 48), les trois dernières catégories ont été presque abandonnées; les matériels conçus et mis en œuvre actuellement sont donc essentiellement orientés vers la prise de vue et l'exploitation de photographies verticales.

Pour réaliser la cartographie d'une certaine portion de territoire, il convient donc tout d'abord de la couvrir de photographies stéréoscopiques présentant entre elles des recouvrements suffisants. L'échelle moyenne approximative de ces clichés sera choisie en fonction de l'échelle de la carte qu'on veut réaliser mais aussi en fonction de la nature et de l'aspect du terrain à cartographier (montagneux, urbain, rural, boisé, etc.), du matériel disponible et de la précision désirée. C'est ainsi que des photos à 1/6 000 pourront avantageusement être utilisées pour réaliser une carte à 1/1 000, alors que l'établissement d'une carte à 1/50 000 nécessitera l'identification de détails pour laquelle l'échelle photographique de 1/60 000 constitue une limite.

Le plan de vol comportera généralement des bandes parallèles présentant entre elles un recouvrement moyen de 25 %; les clichés successifs d'une même bande, dont le format utile de 23 × 23 cm tend à se normaliser en Europe occidentale et en Amérique, auront des recouvrements de 60 %. De la bonne exécution d'une mission photographique dépendront pour une très grande part la commodité et la rapidité de réalisation des opérations suivantes, toujours plus longues et plus onéreuses que la couverture elle-même; il importe donc de choisir l'avion photographe en fonction des performances exigées, de résoudre les problèmes souvent délicats de navigation et de faire appel au type de chambre de prise de vue et à l'émulsion qui conviennent le mieux.

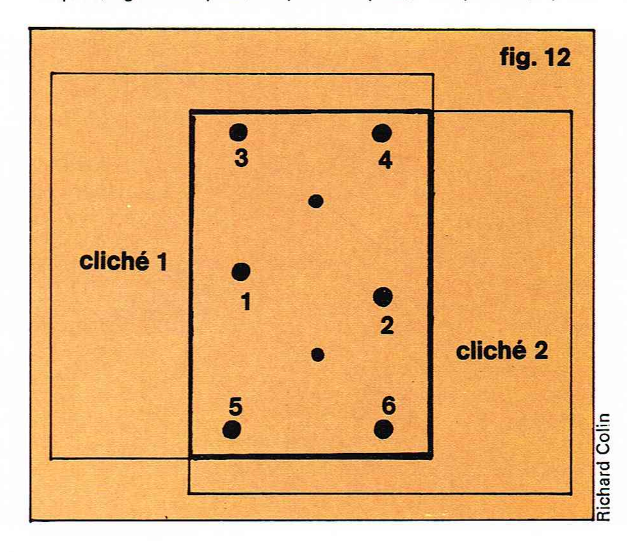
L'avion photographe doit en premier lieu permettre la mise en place et le fonctionnement correct des appareils de prise de vue et des dispositifs annexes; il possède donc généralement une cabine assez spacieuse. Les ouvertures aménagées dans la partie inférieure de la coque sont calculées pour assurer le dégagement des objectifs de deux et parfois trois caméras, quels que soient l'angle de dérive et l'assiette de l'avion, dans des conditions normales d'utilisation. Ces ouvertures sont munies de glaces capables de supporter la pressurisation de la cabine et dont les caractéristiques optiques sont calculées afin d'éliminer toute déviation des rayons lumineux; elles sont protégées par des trappes pour l'atterrissage et le décollage. Le poste de navigation et de pilotage est de préférence entièrement vitré pour assurer la meilleure visibilité; il est équipé, en plus des divers instruments exigés pour la navigation classique, d'un viseur périscopique, réglable en site et en azimut, et permettant de repérer la verticale, de déterminer la dérive et de mesurer des angles nadiraux dans des plans verticaux quelconques. La hauteur H de vol au-dessus du sol étant liée à l'échelle moyenne approximative 1/E des clichés et à la distance principale p de la caméra par la relation $H = p \cdot E$, un rapide calcul fait apparaître que, E variant de 2 000 à 100 000 et p variant de 86 mm à 300 mm, H variera dans les meilleures conditions de 600 m à 8 600 m. Si l'on fait entrer en ligne de compte l'altitude du sol et certaines considérations de précision, la gamme des altitudes au-dessus du niveau de la mer s'échelonne de 500 à 12 500 m.

De plus, il est nécessaire qu'entre deux déclenchements successifs de l'obturateur de la caméra, le dispositif automatique de déroulement et d'application du film ait le temps de fonctionner, et il est indispensable également que le déplacement de l'avion n'ait aucune influence sur la qualité des images. La cadence minimale de fonctionnement des chambres de prise de vue modernes étant de 2 secondes, et la base de prise de vue étant de 9 cm sur des clichés de format utile 23 × 23 cm, la vitesse V exprimée en km/h doit par conséquent rester inférieure à 0,162 E, ce qui représente 224 km/h pour des clichés à 1/2 000. Quant à l'effet f de filé dû au déplacement de l'avion pendant la durée t d'ouverture de l'obturateur, il est donné par la relation $f = \frac{V \cdot t}{E}$, et on estime généralement qu'il doit rester inférieur à 20 µm. En adoptant un temps de pose de 1/500 de seconde, ce qui représente un minimum, la vitesse V exprimée en km/h doit rester inférieure à 0,36 E; ce n'est donc pas ce facteur qui constituera généralement une limite à la vitesse, sauf toutefois dans les cas où les conditions particulières de la prise de vue (luminance du sol, nature de l'émulsion utilisée, ouverture, etc.) nécessiteront l'adoption d'un temps de pose plus grand.

On peut donc se rendre compte que l'avion photographe universel n'existe pas, qu'il est nécessaire d'utiliser des avions lents et stables aux basses altitudes pour la prise de vue des clichés à grande échelle, et qu'il est intéressant d'utiliser des avions rapides, à grand rayon d'action et à plafond opérationnel élevé, pour la photographie à petite échelle de vastes régions dépourvues d'aérodromes et sur lesquelles les conditions météorologiques sont aléatoires. A titre indicatif, la moyenne générale annuelle du nombre de journées favorables à la photographie aérienne est de 40 en France, de 6 au Gabon, encore faut-il ajouter que ces journées ne sont pas utilisables en totalité, car il convient d'exclure les heures pendant lesquelles le Soleil est trop bas sur l'horizon et, pour les régions tropicales, celles où l'échauffement du sol est intense. Les avions les plus couramment utilisés sont le Hurel Dubois 34, le D. C. 3, les Aerocommanders, les Piper Navarro et Aztèque, le Mystère 20, les Lear Jets 25 et 35 et le Beescraft 200 dans lesquels l'équipage comprend généralement un pilote, un navigateur et un photographe.

● *La stéréopréparation*

La mise à l'échelle et l'orientation absolue des modèles stéréoscopiques nécessitent la connaissance de données externes qui entraînent toujours des opérations astronomiques, géodésiques, topométriques, et parfois, pour



◀ *Fig. 12; points caractéristiques du modèle stéréoscopique.*

alléger et compléter ces dernières, des opérations aéroportées (déterminations de profils) et des opérations graphiques (T. P. F. R.) ou calculées (aérotriangulation) exécutées à partir de mesures effectuées sur les photographies. On appelle stéréopréparation tout ce qui concourt à fournir les coordonnées de points-images identifiés sur les photographies et situés aux emplacements caractéristiques du stéréomodèle (fig. 12).

En France et dans les pays où existe un canevas géodésique et de nivellement dense et précis, les opérations de terrain se limitent à quelques déterminations par les procédés de la triangulation ou de la polygonation. Par contre, dans les vastes territoires en voie de développement, on a souvent recours à des observations astronomiques fournissant la latitude et la longitude d'un lieu avec une précision caractérisée par un écart type d'une seconde d'arc, et l'azimut d'une direction avec une précision de 15 secondes.

A ces procédés se substitue avantageusement le « Doppler Transit Satellite System » qui consiste à exploiter les signaux émis par les satellites Transit de l'U. S. Navy et dont la précision sur les trois coordonnées peut atteindre le mètre. L'emploi d'un enregistreur de profils aéroporté (A. P. R.) en région non boisée permet de déterminer soit l'altitude du centre de perspective au-dessus du sol à l'instant du déclenchement de l'obturateur, soit, par l'intermédiaire de rattachements à des repères de nivellement de certains points d'un réseau de profils, les altitudes absolues de certains points du stéréomodèle avec une précision caractérisée par un écart type de 2 à 3 mètres. Les données fournies par ces différents procédés sont parfois utilisées directement en restitution; elles constituent le plus souvent le canevas d'appui d'une *aérotriangulation* dont la pratique est devenue courante avec l'emploi des ordinateurs.

Nous avons vu que l'orientation relative d'une gerbe par rapport à son homologue pouvait être réalisée sans le concours de données externes.

● *L'aérotriangulation*

Dans le cas d'une prise de vues aériennes verticales respectant les recouvrements habituels, chaque cliché présente des parties communes avec ceux qui l'entourent; en particulier, dans une même bande, si l'orientation relative de la gerbe 1 par rapport à la gerbe 2 a été réalisée, l'orientation relative de la gerbe 2 par rapport à la gerbe 3 entraîne l'orientation relative de la gerbe 1 par rapport à la gerbe 3. De proche en proche, il est ainsi possible de constituer un modèle unique de tous les modèles stéréoscopiques d'une même bande, puis de toutes les bandes d'un même bloc, et de calculer, dans un système et à une échelle arbitraires, les coordonnées spatiales des points du modèle qui ont fait l'objet de déterminations sur le terrain. Il suffit ensuite de rechercher les éléments d'une transformation (facteur d'échelle, translation, rotation) qui mette en correspondance le modèle fictif ou calculé et le modèle-objet réel, puis d'appliquer cette transformation à tous les points de liaison des stéréomodèles entre eux pour obtenir leurs coordonnées-terrain. L'aérotriangulation, qui a permis de réduire de 5 à 1 le coût de la stéréopréparation, n'en reste pas moins une opération délicate, car l'accumulation des erreurs systématiques et accidentelles affectant les mesures sur les clichés impose l'emploi de formules de compensation extrêmement complexes qui ont pour effet d'appliquer à chaque stéréomodèle une transformation particulière destinée à éliminer les discordances externes en réduisant au minimum les altérations apportées à l'enchaînement.

● *La restitution cartographique*

Une carte générale graphique doit être à la fois précise, fidèle, complète et lisible, et il est bien évident que les problèmes du choix des couleurs et des signes conventionnels, de la facture générale et de la généralisation des détails sont avant tout ceux du cartographe chargé de la rédaction. Le photogrammètre ne se soucie généralement que de la nature de la carte (graphique, numérique ou photographique), de sa précision et des éléments qu'il conviendra d'y faire figurer, et qui seront visibles et identifiables sur les photographies. Une intervention intermédiaire, dite de complètement topographique, pourra être envisagée s'il s'agit de représenter des détails planimétriques cachés par la végétation ou de collecter la toponymie, ainsi que les renseignements à caractère administratif ou économique que les photos ne peuvent fournir.

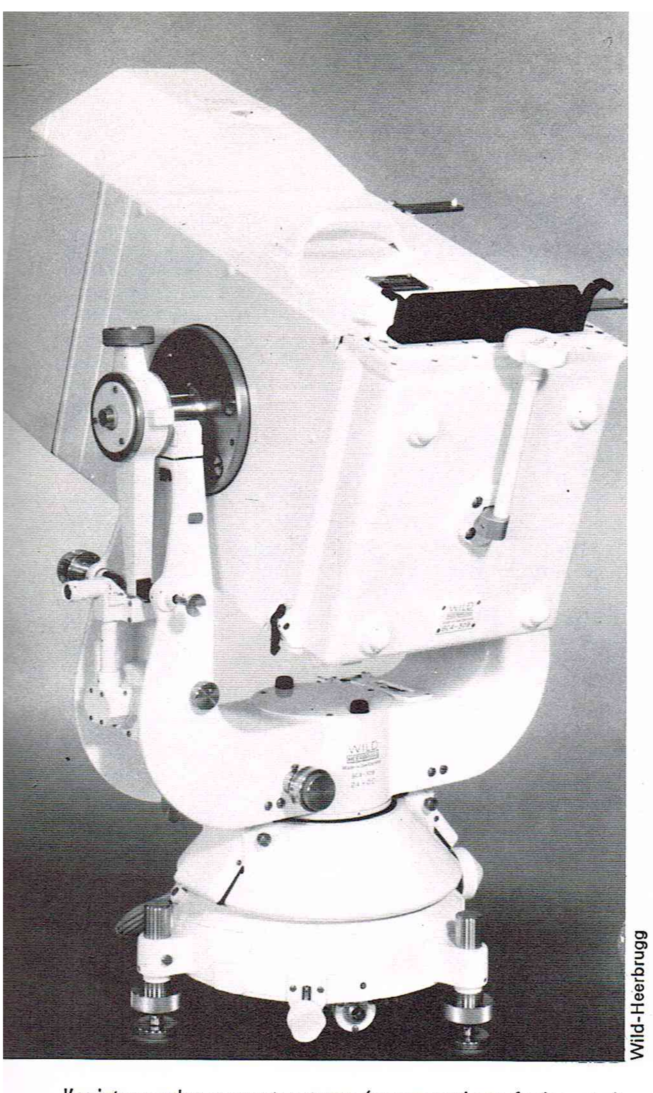
La précision est avant tout le facteur déterminant du choix des matériels et du processus utilisé; les deux relations $\sigma_z = \frac{H}{B} \cdot E_c \cdot \sigma_a$ et $\sigma_p = E_c \sqrt{2} \cdot \sigma_a$ donnent les écarts types respectifs caractérisant la précision sur l'altitude z et la position planimétrique p d'un point restitué, en fonction du facteur d'échelle E_c des clichés, de la hauteur moyenne H de l'avion au-dessus du sol, de la base B de prise de vue et de l'écart type σ_a caractérisant la précision de la mesure des coordonnées d'un point-image dans le plan des clichés. Cette dernière quantité dépend de la valeur qualitative et métrique des clichés, mais aussi de l'appareil et du processus de mesure employés, de l'habileté de l'opérateur et de la correction plus ou moins rigoureuse des diverses erreurs (distorsion, réfraction, etc.); elle varie de 2 μm, pour la restitution analytique faisant appel à un comparateur de 1er ordre, à 30 et même 50 μm pour des appareils analogiques de 2e et de 3e ordre. S'il s'agit de réaliser une carte traditionnelle à une échelle 1/E, l'écart graphique communément admis de 2 dcmm déterminera σ_p, et, par convention, la définition de l'équidistance *e* des courbes de niveau entraîne $\sigma_z \leqslant e/4$. La précision étant parfaitement définie, le photogrammètre fera ensuite le choix de la méthode la plus économique en fonction du matériel dont il dispose et des caractéristiques particulières à la région à cartographier.

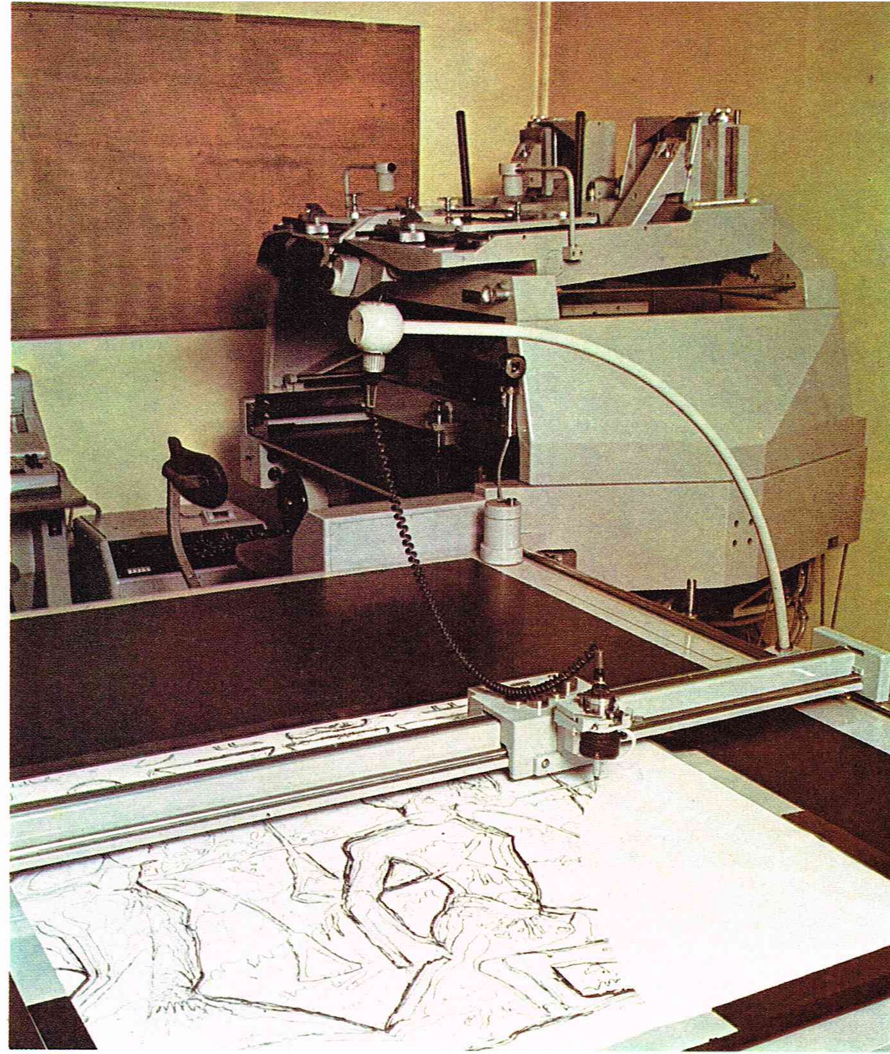
Le tracé sur le coordinatographe d'un appareil de restitution, qui fut longtemps exécuté au crayon sur différents supports opaques ou transparents, est maintenant réalisé en « scribing », cette méthode consistant à graver des sillons d'épaisseur variable dans une couche opaque et tendre coulée préalablement sur un film de polyester transparent. La finesse incomparable du trait obtenu de cette manière et la possibilité de séparer sur des supports différents les courbes de niveau, le réseau hydrographique et la planimétrie générale, qui devront être reproduits ultérieurement en couleurs distinctes, allègent considérablement les opérations de dessin et de reproductions photomécaniques.

S'il s'agit d'une carte numérique, le tracé simultané sur coordinatographe n'est alors qu'une simple visualisation de l'état d'avancement de la restitution, car le restituteur enregistre sur bande magnétique les coordonnées x, y, z des points de l'image dont il faudra assurer la représentation. A chaque nature de détail (habitations, clôtures, rivières, courbes de niveau, etc.) est affecté un numéro de code dont le restituteur assure l'inscription; le déclenchement de l'enregistreur au cours du filage des lignes continues est assuré par un dispositif préréglé fonctionnant automatiquement selon une cadence régulière de temps ou de distance. L'avantage de ce procédé est de conserver à l'enregistrement la précision intrinsèque donnée par les clichés et l'appareil, et de pouvoir réaliser ensuite analytiquement toutes les transformations désirées; il nécessite néanmoins l'emploi ultérieur d'un ordinateur pour l'application du programme de traitement, et l'utilisation d'une table traçante pour l'obtention du document graphique élaboré.

Aucune carte graphique ne peut conserver la richesse d'une photographie, et même l'interprétation dont elle a fait l'objet peut représenter une gêne pour certains utilisateurs, c'est pourquoi des recherches ont été depuis longtemps entreprises pour obtenir une représentation photographique d'une projection orthogonale du terrain à cartographier.

● L'*orthophotographie,* maintenant d'un usage courant, s'obtient en juxtaposant des éléments infinitésimaux d'image après leur avoir fait subir une transformation ayant pour but de corriger les déformations inhérentes à la perspective photographique. Cette opération est réalisée à l'aide d'*orthoprojecteurs* permettant d'assurer le balayage de l'image par une petite fente ou par un spot le long de profils parallèles. A commandes manuelles ou automatiques, ces appareils font appel à des procédés projectifs simples ou à des tubes cathodiques ayant pour fonction de capter l'image, de l'analyser et de la reconstituer par éléments après transformation. L'enregistrement simultané des profils du terrain permet également d'obtenir les points de passage des courbes de niveau et, par suite, le tracé de ces courbes qu'il est possible de reproduire en superposition, sur l'orthophotographie. Deux inconvénients freinent toutefois l'essor de l'orthophotographie :


Wild-Heerbrugg


I.G.N.

▲ *A gauche, une* **chambre balistique Wild BC 4**, *utilisée en photogrammétrie appliquée aux services de l'espace, et notamment à la géodésie spatiale.*
A droite, un appareil de restitution analogique, **Zeiss-Planimat** II_2, *utilisé pour la restitution architecturale.*

l'existence des superstructures (constructions, forêts, etc.), pour lesquelles l'effet de perspective subsiste, et la difficulté de garder une bonne qualité d'image dans les reproductions de ces documents par des procédés diazoïques.

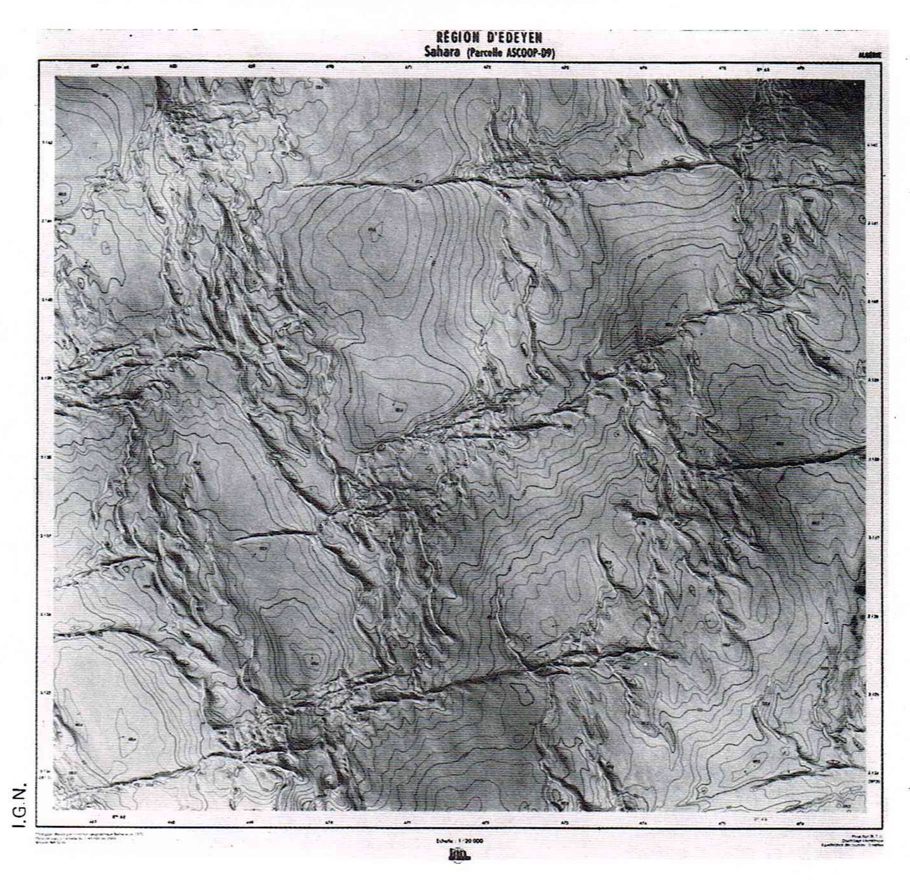
Les applications non cartographiques de la photogrammétrie

Moins connues sont les applications scientifiques, industrielles et architecturales de la photogrammétrie qui présentent une diversité sans cesse accrue et dont les progrès sont remarquables. Leur classification en fonction du but poursuivi présente moins d'intérêt que celle dans laquelle interviennent les dimensions et l'éloignement du sujet, facteurs qui déterminent le type de matériel utilisé.

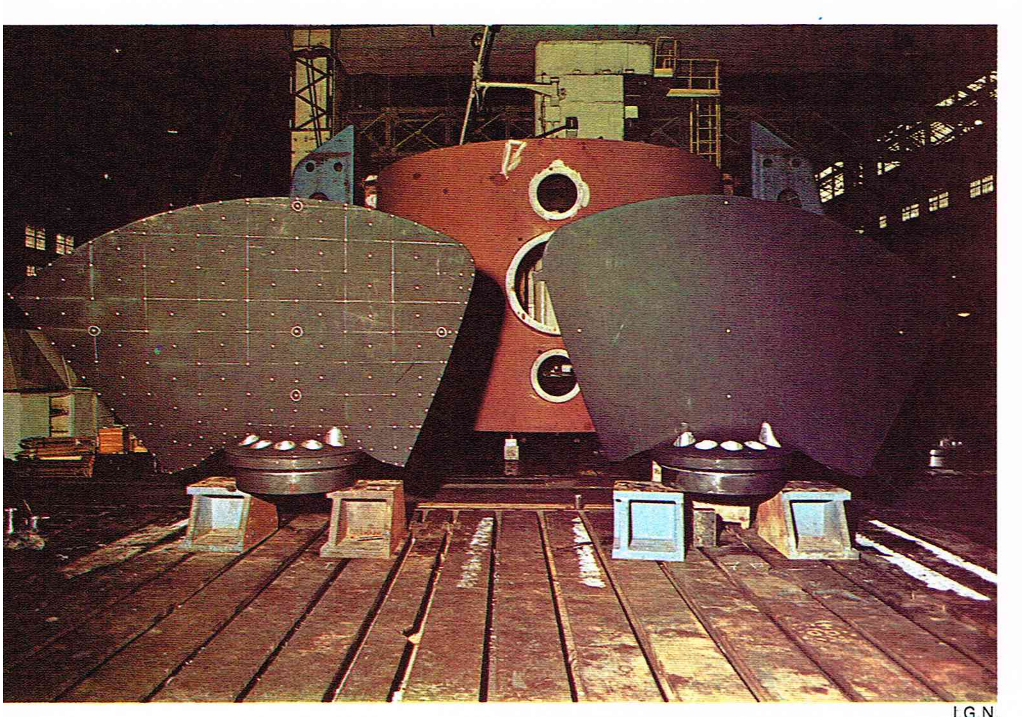
— Pour des *objets à l'infini* ou situés au-delà de la distance hyperfocale de l'objectif, les conditions sont très voisines de celles de la photogrammétrie aérienne. Les prises de vues terrestres sont généralement exécutées à l'aide d'objectifs de distances focales assez longues (150 à 300 mm) et de champ relativement faible. La nécessité de travailler par couples, de mesurer les angles d'inclinaison de l'axe principal et de relever son azimut conduit à employer des *photothéodolites,* dans lesquels se retrouvent des limbes horizontaux et verticaux, et une alidade, sur laquelle reposent les tourillons de la chambre. S'il s'agit de photogrammétrie appliquée aux services de l'espace, et notamment à la géodésie spatiale, on utilise des chambres balistiques équipées d'obturateurs spéciaux destinés à découper la trace des satellites en une succession d'images ponctuelles, et dont la synchronisation peut être assurée à 0,001 seconde par l'intermédiaire d'un récepteur de radiosignaux horaires.

— Pour les *objets à courte distance,* c'est-à-dire allant de quelques mètres à quelques centaines de mètres, il convient d'utiliser des chambres métriques à distance principale variable, mais les procédés s'apparentent encore à ceux qui ont été développés en photogrammétrie aérienne. Afin d'assurer le parallélisme des axes des clichés homologues, on préférera généralement les chambres couplées (chambres stéréométriques à base de 0,40 m ou 1,20 m) comportant un dispositif de synchronisation du déclenchement des obturateurs ; ce type de chambre est couramment utilisé en Allemagne dans les constats d'accidents de la circulation.

▼ *Orthophotoplan hypsométrique d'une région saharienne.*



I.G.N.



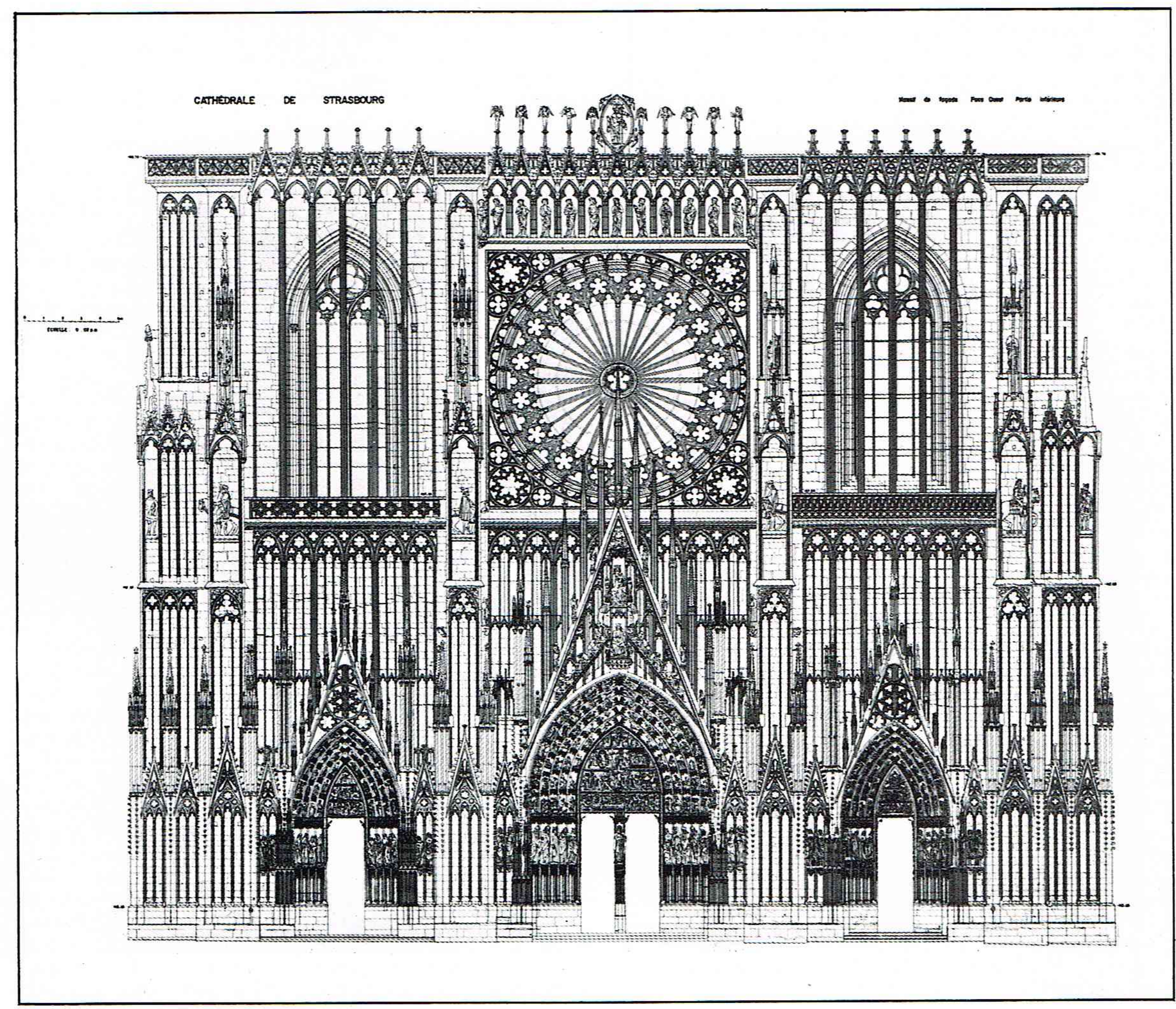
I.G.N.

▲ ***Dans l'industrie, ici une application à la fabrication de pales de turbine, la photogrammétrie est fréquemment utilisée pour contrôler la forme et les dimensions d'objets obtenus par moulage ou par assemblage de pièces.***

— La *photogrammétrie à très courte distance* concerne les éloignements variant de quelques centimètres à 2 mètres, pour lesquels les difficultés s'accroissent en raison de la nécessité de faire varier considérablement la distance principale et de conserver simultanément une grande profondeur de champ. En réalité, les seules chambres métriques existant pour des éloignements inférieurs à 0,50 m sont des chambres conçues pour une application particulière, comme c'est le cas des chambres couplées de distance focale f : 35,5 mm, construites spécialement par Bausch and Lomb pour le compte de l'École dentaire de Buffalo et destinées à effectuer une étude photogrammétrique de dents nécessitant un traitement médical. Dans les chambres couramment utilisées, la variation de la distance principale est obtenue soit par l'interposition sur le fond de chambre de cales calibrées sur lesquelles la plaque vient prendre appui, soit par l'adjonction de bagues de différentes épaisseurs entre le corps de chambre et le porte-objectif, soit par l'emploi de lentilles additionnelles ou encore par le déplacement axial de l'objectif. Le déplacement par mouvement hélicoïdal dont sont dotés presque tous les appareils d'amateurs n'est en effet concevable en photogrammétrie que s'il permet de conserver le centrage et de repérer la distance principale à 0,01 mm près. Notons cependant que, moyennant la connaissance des coordonnées de quelques repères placés dans le champ, la photogrammétrie analytique permet d'exploiter des clichés obtenus avec une chambre non métrique.

— Lorsque l'éloignement est très petit, il convient d'avoir recours à un microscope binoculaire et de faire appel aux techniques complexes de la *stéréomicrophotographie,* utilisées en particulier en biologie végétale.

Parmi les applications les plus courantes, il convient de citer les essais en charge d'un pont suspendu qui consistent à mesurer les déplacements des différents éléments d'un pont par rapport à leur position origine, l'auscultation des barrages en enrochement qui nécessite la prise de photographies à intervalles réguliers de 6 mois ou 1 an à partir des mêmes points de vue, et le relevé des profils d'un tunnel que l'on peut exécuter soit sur une série de mirettes préalablement fixées sur la paroi, soit en projetant un faisceau lumineux destiné à matérialiser une section du tunnel. Dans l'industrie, la photogrammétrie est fréquemment utilisée pour contrôler la forme et les dimensions d'objets à l'issue du moulage ou de l'assemblage des



I.G.N.

▶ ***Restitution partielle de la façade de la cathédrale de Strasbourg : le domaine de l'architecture est celui où l'application de la photogrammétrie non cartographique a vu, jusqu'à présent, son plus grand essor.***

◀ ***Reproduction d'un fragment de la « Table de Peutinger » : Rome, au centre, est indiquée par un cercle.***

Archives I.G.D.A.

pièces ; c'est ainsi que sont vérifiés les pales de turbine et les réflecteurs d'onde pour lesquels les coordonnées spatiales sont déterminées avec une précision de 0,2 mm. Le relevé d'une maquette de carosserie automobile est également réalisé par photogrammétrie, ce qui permet de confectionner aisément les matrices à l'aide desquelles les plaques de tôle seront embouties. Différentes études, de déformation, d'états de surface de modèles hydrauliques, de trajectoires balistiques, nécessitant l'emploi de caméras rapides, ne pourraient être réalisées sans le concours de cette technique.

C'est cependant dans le domaine de l'architecture que la photogrammétrie non cartographique a vu jusqu'à présent son plus grand essor et qu'a été réalisé le plus grand nombre de travaux. Depuis la fin de la Seconde Guerre mondiale, l'homme a commencé en effet à se tourner vers son passé, soucieux de conserver et de restaurer ce qu'il n'avait pas détruit ; pour cela, il convenait de réaliser un grand nombre de géométraux, de coupes, pour lesquels les performances de la photogrammétrie étaient connues depuis longtemps, et les services de conservation des monuments historiques et l'Unesco ont fait largement appel à ce procédé. Depuis peu, les urbanistes se sont joints aux architectes pour sauvegarder les sites, et, là encore, la confection de perspectives, de géométraux, l'intégration de projets dans un paysage bénéficient d'une technique particulièrement bien adaptée à ce genre d'études. D'année en année, la photogrammétrie apporte son concours aux secteurs les plus divers des activités humaines, et s'enrichit à leur contact.

BIBLIOGRAPHIE

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY, *Manuel of Photogrammetry*, 3e édition, 1966. — BONNEVAL H., *Photogrammétrie générale,* Collection scientifique de l'Institut géographique national, Eyrolles, Paris, 1972. — JORDAN-EGGERT-KNEISSL, *Handbuch der Vermessungskunde,* Stuttgart, 1972. — OLLIVIER F., *la Topographie sans topographes, Traité de photogrammétrie,* Éditions de la Revue d'optique théorique et instrumentale, Paris, 1967. — ZELLER M., *Traité de photogrammétrie,* Société Wild, Heerbrug, 1948.

CARTOGRAPHIE

Historique

Selon la définition établie en 1966 par l'Association cartographique internationale : « La *cartographie* est l'ensemble des études et des opérations scientifiques, artistiques et techniques intervenant à partir des résultats d'observations directes ou de l'exploitation d'une documentation, en vue de l'élaboration de cartes, plans et autres modes d'expression, ainsi que dans leur utilisation. » Les cartes, en tant que système de transcription graphique des phénomènes géographiques, constituent l'objet essentiel de la cartographie ; le but de cette dernière est, à la fois, la recherche de méthodes et de procédés en vue de l'élaboration et de l'utilisation des cartes et l'étude exhaustive de leur contenu.

Ces définitions mettent en évidence l'aspect scientifique de la cartographie, en soulignent les aspects essentiels et affirment le rôle des cartes comme instruments de recherche scientifique ; en effet, alors qu'elles nous fournissent une représentation de la surface du sol dans ses aspects les plus variés, qu'il s'agisse d'ailleurs du sol terrestre ou de celui d'autres planètes, les cartes constituent, simultanément, un mode d'expression irremplaçable des phénomènes géographiques et des données fournies par les nombreuses sciences qui étudient les informations dans leur répartition spatiale.

Par **carte** au sens général, on entend « la représentation conventionnelle, généralement plane, en positions relatives, de phénomènes concrets ou abstraits, localisables dans l'espace ». La représentation est conventionnelle puisque, d'une part, le passage de la surface physique de la Terre à sa figuration plane comporte d'abord sa projection orthogonale, suivant les verticales, sur un ellipsoïde de référence, puis la transformation des figures de l'ellipsoïde en figures planes, et que, d'autre part, les détails du terrain et les données géographiques sont sélectionnés, schématisés et traduits par des graphismes, signes ou symboles qui matérialisent leurs positions relatives dans l'espace et qui expriment visuellement leurs caractéristiques, leur nature, leur importance, leur valeur numérique, selon des critères bien définis. Les formes et les dimensions des objets représentés sont altérées, sur la



Bibliothèque nationale, Paris

▲ *Détail d'une carte nautique, dite improprement portulan, exécutée par le Catalan Mecia de Viladestes (1413); c'est un document très intéressant par la précision du tracé des côtes (Paris, Bibliothèque nationale).*

carte, en raison inverse de l'échelle, mais leur situation, leur distribution et leurs rapports mutuels sont mis en évidence.

Plus qu'un document d'inventaire ou qu'une image photographique de terrain, la carte, claire, complète et précise, communique à son lecteur une information géographique traitée et ordonnée en fonction du thème choisi et du but poursuivi par le cartographe ; elle constitue à la fois une base de documentation, un moyen d'investigation et un instrument pédagogique, capable d'offrir la synthèse graphique de très nombreuses données analytiques. C'est un moyen de communication et d'expression universel où le lecteur assimile naturellement l'image graphique à l'espace géographique dans lequel il se déplace, ce qui explique l'ancienneté des représentations cartographiques figuratives, probablement antérieures à l'écriture.

Les premières tentatives connues de représentations géographiques étaient fondées sur les seules données incertaines des temps de parcours et des directions relevées lors de déplacements d'un lieu à un autre, la surface terrestre étant considérée comme plane. Il était donc naturel que fussent très rudimentaires et imprécises ces représentations, souvent simples descriptions d'itinéraires et, chez les peuples peu évolués, montages matérialisant la direction et la longueur des voies parcourues.

Mode d'expression de peuples nomades, la cartographie resta toujours liée aux voyages et à l'évolution de l'astronomie, de la géodésie, de la topographie et des instruments. Elle bénéficia également de l'esprit spéculatif des philosophes de la Grèce antique qui, appliquant leur exigence de formulation scientifique générale à la géographie, recherchèrent les lois de l'Univers au-delà de la connaissance du monde limité alors connu. Thalès, dans sa *Cosmologie,* avance la notion concrète de la sphéricité de la Terre et de l'axe terrestre ; Anaximandre dessine la première carte du monde connu ; Pythagore, Hérodote, Platon, Aristote, Ératosthène, Hipparque, Posidonios, Strabon, Marin de Tyr sont les principaux précurseurs de Ptolémée, qui, au II[e] siècle après J.-C., établit les bases de la géographie mathématique et de la cartographie rationnelle. L'utilisation d'un canevas arbitraire de repérage pour les positions géographiques définies par des coordonnées orthogonales, puis l'adoption du réseau géographique marquent les premiers pas sur la voie de progrès ultérieurs, uniquement dus à une meilleure précision géométrique par le perfectionnement des moyens de mesure d'angles et de distances.

En dépit d'un certain développement des méthodes d'arpentage, les Romains n'apportèrent pas une véritable contribution à la cartographie. Le seul ouvrage important, qui constitue un des précieux vestiges de l'Antiquité, fut la fameuse *Carta itineraria,* établie d'après la Table d'Agrippa, elle-même réalisée à partir de l'Itinéraire d'Antonin datant du III[e] siècle après J.-C. Il s'agit d'une représentation graphique stylisée de l'Empire romain, portant indication des itinéraires et réduite à une mince bande qui se développe le long de l'axe de la Méditerranée. Elle fut découverte vers la fin du XV[e] siècle par Konrad Celtes, bibliothécaire de Maximilien I[er], qui en fit don en 1507 à Konrad Peutinger ; elle est restée connue sous le nom de *Table de Peutinger*.

Après les invasions barbares, la culture gréco-latine décline, et, au Moyen Age, les Arabes en sont les seuls dépositaires ; alors que l'astronomie et les mathématiques progressent, la cartographie redevient primitive et schématique. Aux XII[e] et XIII[e] siècles, les croisades, l'emploi de l'aiguille aimantée et les voyages par terre et par mer donnent un nouvel essor à la cartographie et surtout aux cartes de navigation, parmi lesquelles on peut citer : le *Portulan normal,* qui représente tout le bassin méditerranéen, probablement réalisé par les Génois entre 1250 et 1260, et la *Carte pisane* (1300-1311). Le réseau de référence, indépendant du réseau géographique, est alors lié aux divisions de la rose des vents, ou *rhumbs,* et facilite la navigation à la boussole suivant un cap magnétique.

Au XIV[e] siècle, on voit fleurir de véritables Écoles de cartographie sous la double impulsion des croisades et du commerce, mais la période d'or de la cartographie débute avec la Renaissance.

Du XV[e] au XVII[e] siècle, l'astronomie, la géographie et la cartographie reconquièrent le caractère d'universalité qui avait été le leur dans la période grecque. L'invention de l'imprimerie, les voyages océaniques de Christophe Colomb, Vespucci, Cabot et Magellan, les grands intérêts politiques suscités par les terres nouvelles provoquent une impulsion nouvelle dans le domaine cartographique. La notion de la sphéricité de la Terre, admise alors universellement, impose des conséquences logiques dans le domaine de la géographie, alors que la nécessité d'abandonner le système de navigation à l'estime suscite la recherche de moyens instrumentaux et cartographiques plus rigoureux. On imagine de nouveaux systèmes de projection, et l'on utilise à nouveau les coordonnées géographiques. Les Flamands Mercator et Ortelius inaugurent les grandes collections de cartes modernes et créent les atlas à grande diffusion. Les plus illustres savants de ce temps apportent leur contribution aux progrès de l'astronomie, de la géodésie, de la cartographie.

Au début du XVII[e] siècle, le Hollandais Snellius mesure le premier une base géodésique et applique le principe de la triangulation à la détermination des distances et des altitudes, donnant ainsi l'impulsion de départ à l'ère vraiment moderne de la science cartographique. En 1669-70, l'abbé Picard effectue la première mesure de base française dans la région d'Amiens et formule le principe d'une mesure de méridien de Dunkerque à Perpignan.

A partir du XVIII[e] siècle, la forme et les dimensions de la Terre sont connues avec une approximation remarquable après les travaux de mesure d'arcs de méridiens effectués au Pérou et en Laponie sous l'égide de l'Académie des sciences. C'est alors qu'est entreprise la préparation des cartes officielles nationales, topographiques et dérivées

à l'exemple de la première d'entre elles : la *carte géométrique de la France* dite *carte de Cassini* (1750-1815).

On mesure ensuite des bases géodésiques, on réalise des systèmes de triangulation de plusieurs ordres, on raccorde les réseaux géodésiques des États limitrophes, et on calcule leurs discordances; les échelles des levés topographiques s'agrandissent, et les systèmes modernes de représentation altimétrique se développent; la cartographie topographique se trouve étroitement liée à la géodésie.

Les relations internationales plus fréquentes font sentir la nécessité de disposer d'au moins une carte internationale de type unifié, et l'on parvient à un accord pour la réalisation de la *carte internationale du monde* au 1/1 000 000 et de la *carte aéronautique du monde* à la même échelle.

La seconde moitié du XIX[e] siècle est caractérisée par l'apparition et le développement des études photogrammétriques qui devaient aboutir à l'avènement de la photogrammétrie aérienne, méthode actuelle et universelle d'établissement des minutes cartographiques.

Aujourd'hui, les pays les plus évolués possèdent des cartes nationales à grande ou moyenne échelle et des cartes dérivées qui répondent aux principaux besoins; l'activité cartographique intense qui se manifeste dans les pays en voie de développement concerne de nombreux secteurs de l'activité humaine qui exigent des études minutieuses du terrain et une définition planimétrique et altimétrique de plus en plus précise. Des cartes à grande échelle se révèlent nécessaires pour la satisfaction des besoins les plus divers (ouvrages de génie civil, recherches scientifiques, demandes industrielles et administratives), tandis que la cartographie déborde du cadre terrestre pour aborder le problème de représentation de la Lune, première et audacieuse étape vers la cartographie spatiale.

Systèmes de représentation

Représenter la surface mathématique de la Terre sur un plan, c'est-à-dire de la manière la plus commode et la plus pratique pour un utilisateur, sans hiatus et sans superpositions, constitue un problème très ancien, à l'étude duquel s'étaient déjà attachés Strabon, Dicéarque, Marin de Tyr, Ptolémée, etc. Ce problème ne peut être intégralement résolu; aussi a-t-on recours à des compromis géométriques qui permettent de réduire les altérations, mais non de les éliminer. En effet, alors que la somme des angles d'un triangle plan est égale à 180°, celle d'un triangle sphérique dépasse les 180° d'une quantité appelée *excès sphérique*.

Les nécessaires compromis deviennent acceptables grâce aux *systèmes de représentation plane,* qui, utilisant des *formules de correspondance* appropriées avec le plan, permettent de tracer sur la carte le réseau géographique et la position relative des points sur le terrain, après la projection orthogonale de ces mêmes points sur la surface de l'ellipsoïde de référence.

L'opération de passage de la figure de la surface terrestre à la figure plane correspondante est plus facile si l'on encadre les éléments de la figure dans un réseau géométrique approprié. Ce dernier constitue précisément le *réseau géographique :* il est formé par les *méridiens* et les *parallèles,* cercles capables de déterminer un système de *coordonnées géographiques (latitude et longitude),* qui permettent de déterminer la position planimétrique des points sur la surface terrestre.

Les valeurs des coordonnées géographiques, reportées sur le plan, définissent les positions des points par l'intermédiaire du système des coordonnées cartésiennes. Mais, pour définir un point dans l'espace, il faut un troisième élément, qui est la distance du point à une surface de niveau prédéfinie (niveau moyen de la mer), dont la mesure correspond à la *cote altimétrique.*

Tout système de représentation plane vise à établir avec simplicité et précision la correspondance entre les mailles du réseau géographique, donc entre les figures de la surface terrestre, et les mailles figurées sur la carte, et *vice versa.* Mais la similitude ne s'obtient pratiquement que pour les zones très limitées et jamais pour des régions étendues. Pour atteindre à l'exactitude mathématique, un système de représentation devrait être : *conforme* (ou *autogonal,* ou *orthomorphique*), c'est-à-dire capable de reproduire sans altérations les valeurs angulaires; *équivalent* (ou *authalique*), c'est-à-dire capable de conserver le rapport entre les surfaces. Aucun système ne peut être à la fois conforme et équivalent, aucun ne conserve les longueurs, mais certains, dénommés *aphylactiques,* compensent au mieux les diverses altérations; dans leur nombre, on distingue les systèmes équidistants qui conservent les longueurs le long des méridiens. Il n'existe donc pas de solution unique; aussi a-t-on imaginé des systèmes multiples afin de rechercher des caractéristiques utiles aux différents cas.



British Museum, Londres

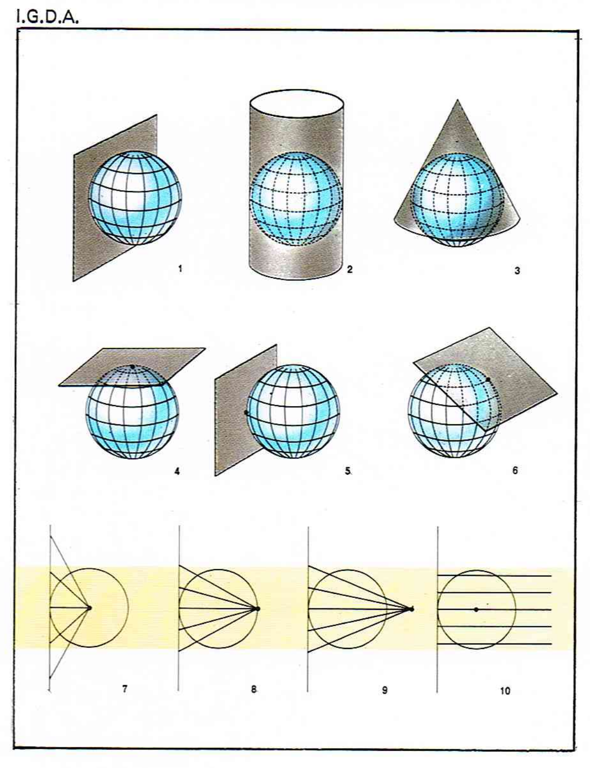
▲ Mappemonde de Mercator (1587) [Londres, British Museum]. Les mappemondes ont des caractéristiques similaires à celles des planisphères et représentent le globe terrestre sur un plan en deux hémisphères distincts. Les planisphères et les mappemondes trouvent un large emploi dans les atlas.

A la base de tous les systèmes, on trouve l'ancienne notion de la figure perspective du territoire, que l'on suppose observé à partir d'un point de vue convenable et que l'on projette sur une surface plane ou courbe, mais développable en plan. Les différents systèmes de cette perspective pure sont ou peuvent être considérés comme des modifications adoptées pour corriger certaines altérations nuisibles dans une représentation donnée, pour répondre à certaines exigences, ou pour obtenir une plus grande facilité de construction.

Au total, dans une classification sommaire, on peut classer les systèmes de représentation plane en :

— **projection vraie** ou **pure,** qui résulte de la projection géométrique du réseau géographique de la sphère sur une surface plane *(projections azimutale, zénithale ou perspective),* ou sur une surface développable *(projections cylindrique, conique, polyédrique).* La surface plane peut être tangente aux pôles *(projection polaire),* à l'équateur *(projection équatoriale)* ou à tout

I.G.D.A.



◀ Classification des projections cartographiques : 1, projection azimutale; 2, projection cylindrique; 3, projection conique; 4, projection polaire; 5, projection méridienne ou équatoriale; 6, projection oblique; 7, projection gnomonique; 8, projection stéréographique; 9, projection à point de vue extérieur à la sphère; 10, projection orthographique.

▶ *Page ci-contre, carte géographique de la France, établie à l'échelle de 1/5 000 000.*

autre point *(projection oblique)*. Le centre de projection peut être supposé situé au centre de la Terre *(projection gnomonique)*, sur la surface terrestre *(projection stéréographique)*, en dehors de celle-ci ou à l'infini *(projection orthographique)*;

— **projections** dites improprement **modifiées**; il s'agit des projections qui, plus que les précédentes, répondent à des buts précis : *projections pseudo-perspectives, pseudo-coniques* et *pseudo-cylindriques;*

— **systèmes conventionnels**; ils définissent analytiquement la correspondance entre le réseau géographique et sa représentation, et prennent habituellement le nom de leur inventeur.

Le choix du type de projection le mieux adapté pour une carte comporte des difficultés qui augmentent avec la surface considérée et en fonction de l'échelle. D'autres facteurs interviennent dans le choix : l'extension en latitude ou en longitude du territoire à représenter, sa position géographique, les projets en vue desquels est rédigée la carte.

Les systèmes de représentation plane se réfèrent toujours à des figures terrestres envisagées comme de grands ensembles. Pour la représentation de l'orographie, de l'hydrographie et de la planimétrie, il faut le concours du topographe et du cartographe, qui, après avoir construit sur le plan le réseau géographique selon un système de projection convenable, y insèrent la figuration des différents détails en tenant compte de leur position géographique respective et des graphismes conventionnels appropriés à leur identification.

Aux problèmes déjà cités s'ajoutent les problèmes relatifs à l'art graphique, la reproduction et l'impression étant les étapes finales de l'édition de toute carte.

Classification des cartes

Du fait que les cartes ont des buts, des dimensions et des représentations divers selon les usages auxquels elles sont destinées, les critères de classification sont multiples et variés.

Le critère le plus communément adopté tient compte de l'**échelle**, qui est le rapport dimensionnel entre une longueur donnée sur la carte et la longueur correspondante sur le terrain. Ainsi on distingue souvent :

— les *cartes géographiques,* ayant des échelles de 1/1 000 000 et plus, qui donnent les caractéristiques d'ensemble des grandes divisions naturelles et politiques de la Terre, avec les principaux éléments orographiques, hydrographiques et humains;

— les *cartes chorographiques,* dont les échelles vont de plus de 1/100 000 jusqu'à 1/1 000 000, qui représentent les éléments naturels et les phénomènes humains avec un détail plus grand;

▼ *Carte en relief des États-Unis réalisée en matière plastique par l'Institut géographique De Agostini de Novare.*

C. Dani



— les *cartes topographiques,* dont les échelles sont comprises entre 1/10 000 et 1/100 000, qui fournissent une représentation fidèle du terrain et décrivent les détails naturels ou artificiels en aussi grand nombre et avec autant d'exactitude que l'échelle le permet;

— les *plans topographiques,* dont les échelles sont inférieures à 1/10 000, qui fournissent encore plus de précision et de détails; de ce fait, elles ont toujours un but technique; cette catégorie comprend les *plans parcellaires,* qui donnent les délimitations des propriétés privées.

Des cartes topographiques de base (cartes issues directement des levés du terrain), on tire les *cartes dérivées,* dont les échelles plus petites s'étagent jusqu'aux valeurs des échelles géographiques; cette opération s'effectue par *sélection* de certains détails et *généralisation* structurale et conceptuelle du contenu de la carte.

Du point de vue de leur **contenu** et de leurs **buts,** les cartes peuvent être classées en cartes topographiques, cartes thématiques et cartes spéciales ou techniques.

— Les *cartes topographiques* (ou *normales,* ou *générales*) répondent à une exigence unique : représenter le terrain en donnant le plus grand nombre possible d'informations; pour cette raison, on les considère comme *cartes fondamentales.*

— Les *cartes thématiques* fournissent des représentations conventionnelles pour un thème ou un sujet spécialisé, afin d'illustrer des situations et des rapports de phénomènes géographiques sur le plan qualitatif et quantitatif.

— Les *cartes spéciales* ou techniques sont destinées à satisfaire des besoins déterminés, qui exigent parfois des systèmes de représentation particuliers : par exemple, les cartes de navigation, les cartes aéronautiques, etc.

Certains auteurs englobent sous la dénomination générale de « cartes spéciales » les cartes thématiques. Les unes et les autres répondent à l'exigence actuelle de plus en plus grande de la spécialisation. En effet, sur un fond topographique, chorographique ou géographique et à l'aide de représentations particulières, de figurations conventionnelles, de coloris et d'expressions graphiques (diagrammes, cartogrammes, etc.), elles peuvent fournir une illustration claire de différentes données scientifiques ou statistiques dans une synthèse cartographique appropriée. Les possibilités modernes d'expression graphique permettent la réalisation de cartes hautement spécialisées, comme les cartes géomorphologiques, clinographiques, forestières, etc., qui sont venues s'ajouter aux cartes du passé, que l'on distinguait déjà en fonction de leurs caractéristiques particulières, comme les cartes orographiques, hydrographiques, politiques, administratives, économiques ethnographiques, etc.

Aux différents types de cartes cités, il faut ajouter d'autres représentations particulières :

— les *planisphères* donnent une image plane, à petite échelle et selon des projections diverses, de l'ensemble du globe terrestre;

— les *mappemondes,* qui ont des caractéristiques semblables à celles des planisphères, représentent le globe terrestre sur un plan en deux hémisphères distincts;

— les *globes* donnent une image sphérique de la Terre à petite échelle;

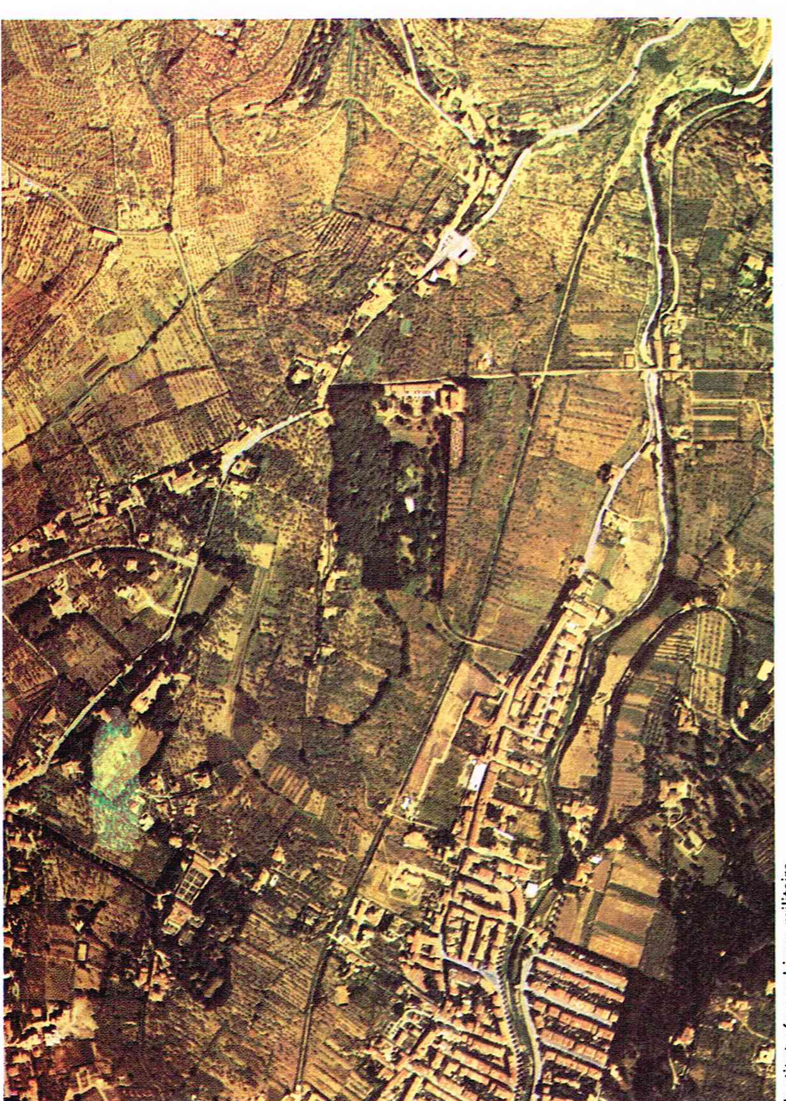
— les *cartes en relief,* représentations cartographiques à trois dimensions, imprimées sur des feuilles de matière plastique et soumises à un traitement particulier pour le moulage tridimensionnel des feuilles, sont devenues d'un usage courant depuis quelques années et remplacent utilement les classiques *maquettes* en plâtre.

Les planisphères et les mappemondes trouvent une large diffusion, surtout dans les *atlas,* recueils de cartes géographiques ou thématiques, et de tableaux statistiques destinés à la consultation et à des études ayant des rapports directs ou indirects avec la géographie. Dès l'Antiquité, Ptolémée, Ortelius et d'autres auteurs ont réalisé des atlas constituant des recueils cartographiques. Leur nom fut proposé au XVIe siècle par Mercator, qui évoquait en le choisissant le rôle mythologique d'Atlas, condamné à supporter le monde; ce nom, qui est utilisé encore aujourd'hui, n'est entré dans l'usage commun qu'au XVIIIe siècle. Les atlas constituent des ouvrages très importants, dont la fonction est essentielle dans de nombreux domaines de la culture et de la science. La valeur d'un atlas dépend du niveau scientifique et technique de son contenu, du choix judicieux des échelles,

I.G.D.A.



GRANDE-BRETAGNE
FRANCE
BELGIQUE
SUISSE
ESPAGNE
ITALIE
ALLEMAGNE
PAYS-BAS
LUXEMBOURG
ANDORRE
MONACO
OCÉAN ATLANTIQUE
La Manche
MER DU NORD
Pas de Calais
Golfe de Gascogne
Golfe du Lion
MER MÉDITERRANÉE
LONDRES
PARIS
BRUXELLES
AMSTERDAM
LA HAYE
ROTTERDAM
ANVERS
BIRMINGHAM
BRISTOL
LYON
MARSEILLE
Bordeaux
Toulouse
Nantes
Lille
Strasbourg
Nice
Dijon
Rennes
Brest
Rouen
Le Havre
Orléans
Tours
Limoges
Clermont-Ferrand
Montpellier
Perpignan
Grenoble
Genève
Lausanne
Berne
Bâle
TURIN
Saragosse
Pampelune
Bilbao
Santander
MASSIF CENTRAL
PYRÉNÉES
Alpes Maritimes
Corse
Bastia
Ajaccio
Bonifacio
Long. E 9 de Gr.
Long. E 2 de Greenw.
Mètres
3000
2000
1000
500
+ 200
0
Dépress.
0
- 200
2000
4000
Échelle 1 : 5 000 000
0 50 100 150 km
Projection conique modifiée
© Istituto Geografico De Agostini S.p.A. Novara



Institut géographique militaire

Institut géographique militaire

▲ *A gauche, reproduction sur pellicule couleur, exemple de photogrammétrie aérienne, de la région de Florence et de ses environs, délimitée par le cadre rouge sur la carte topographique, à droite, établie au 1/25 000.*

de sa clarté, des facilités de comparaison qu'offrent les différentes planches. Celles-ci, en effet, contiennent de nombreuses illustrations thématiques, venant s'ajouter aux planches physiques et politiques traditionnelles.

Cartographie topographique

Toutes les cartes sont issues de la cartographie topographique, qui est la science, la technique et l'art de traduire en représentation graphique à grande et à moyenne échelle la surface terrestre; elle exploite les données de la géodésie, relatives aux dimensions de la Terre, et de la topographie ou de la photogrammétrie qui décrivent les aspects et la distribution dans l'espace des phénomènes naturels et humains de sa surface. La cartographie topographique est fondée sur un ensemble de méthodes scientifiques, mathématiques et artistiques. Elle constitue le patrimoine cartographique fondamental de chaque État.

Les plans appartiennent à la cartographie topographique. Leurs échelles permettent le report de tous les détails dans une représentation exclusivement géométrique destinée à un usage technique. Ils sont essentiellement planimétriques, mais, pour des besoins particuliers, ils peuvent être complétés par des données altimétriques.

Les cartes topographiques sont obtenues exclusivement par les levés du terrain exécutés à l'aide de méthodes soit classiques, soit modernes, comme la photogrammétrie. Elles comprennent la représentation cartographique proprement dite, constituée par le dessin de la planimétrie et de l'orographie du terrain, le canevas de référence et les indications marginales. Tous les objets géographiques, qu'il s'agisse de phénomènes physiques ou humains, sont représentés avec le degré d'exactitude autorisé par l'échelle. A cet égard, il faut rappeler que, par « exactitude cartographique », on entend la correspondance géométrique entre la représentation graphique et la réalité. On ne peut donc pas parler de « précision », terme qui s'applique habituellement aux représentations géographiques et mathématiques, puisque les critères et les moyens qui président à la construction des cartes, bien qu'ils soient scientifiquement et techniquement parfaits, comportent toujours des altérations inévitables. L'exactitude impose de tenir compte de manière harmonieuse des données planimétriques et altimétriques; elle sera d'autant plus grande que l'on aura davantage recours à la *symbolisation homométrique,* c'est-à-dire au report en projection sur la carte des détails naturels.

Les conventions de représentation

Les cartes représentent le terrain comme s'il était observé d'en haut. Le problème qui consiste à rendre sur une surface bidimensionnelle, c'est-à-dire sur une feuille de papier, le relief constitué par les éléments tridimensionnels de la surface terrestre, est résolu à l'aide de conventions géométriques (courbes de niveau, teintes hypsométriques, etc.) et par la recherche de l'effet plastique, autrement dit en essayant de donner la sensation visuelle du relief, sans tenir compte de l'exactitude géométrique (hachures, estompage, etc.).

Quelle que soit la façon de procéder, la représentation morphologique et altimétrique du terrain est toujours une opération très délicate. Souvent, pour améliorer la perception directe de la morphologie, on recourt à des méthodes combinées, associant, par exemple, courbes de niveau et estompage, courbes et hachures, courbes-hachures et estompage, courbes-estompage et teintes hypsométriques. Le choix d'un système mixte dépend de l'échelle et de l'emploi auquel la carte est destinée. Les cartes topographiques utilisent normalement les courbes

de niveau; les cartes au 1/50 000 et 1/100 000 utilisent le système mixte des courbes et de l'estompage.

● Les *courbes de niveau* ou *isohypses*. Elles furent adoptées vers la première moitié du XIXe siècle. Il s'agit de lignes géométriques continues, monochromes, que l'on obtient en joignant tous les points du terrain qui ont la même altitude. On peut s'en faire une idée concrète en imaginant les reliefs coupés par des plans horizontaux successifs, parallèles au niveau de la mer et équidistants entre eux. Les intersections de ces plans avec le terrain, projetées sur le plan de dessin à une échelle donnée, constituent un ensemble de lignes courbes qui, par leur mouvement général, représentent les formes du terrain.

L'intervalle entre les différents plans, et donc entre les courbes, est appelé *équidistance*. Sa valeur est généralement inversement proportionnelle à l'échelle, mais elle peut varier aussi en fonction du but de la carte et de la configuration physique du terrain. Étant donné qu'elle doit être constante, les courbes seront plus rapprochées lorsque le terrain sera abrupt et plus espacées lorsque la pente sera douce. L'expérience a montré que l'équidistance la plus efficace est l'équidistance qui correspond, en mètres, au dénominateur de l'échelle de la carte, divisé par 5 000.

Le système des courbes de niveau, fondé sur un principe géométrique, exploite aussi la capacité naturelle de l'œil de percevoir simultanément le rapprochement et l'espacement d'un certain nombre de lignes, ce qui, comme un jeu de lumières et d'ombres, donne une impression de relief. Les courbes permettent en outre la solution de différents problèmes, comme la construction de profils, le calcul de l'altitude d'un point non coté de la carte, de la pente d'une portion de terrain ou d'une route, de la distance réelle entre deux points, etc.

Pour augmenter la clarté et la perception visuelle immédiate des rapports altimétriques, les courbes de niveau n'ont pas toutes la même épaisseur, mais on trace, pour un nombre déterminé de lignes minces *(courbes ordinaires)*, une ligne plus épaisse *(courbe maîtresse)*. Pour la représentation de terrains aux formes incertaines et aux pentes douces, où les courbes normales seraient trop espacées et inexpressives, on recourt aux *courbes intercalaires* ou *auxiliaires*, en tiretés, pour rendre des détails topographiquement importants.

● Les *courbes bathymétriques*. Une fonction analogue à celle des courbes de niveau est dévolue aux courbes bathymétriques, qui servent à représenter les formes des fonds marins et lacustres. Elles joignent des points d'égale profondeur cotés à l'aide de sondeurs et constituent un élément essentiel des cartes de navigation établies par le soin du Service hydrographique et océanographique de la Marine.

● *Le plan coté*. Lorsque le terrain est entièrement plat, les courbes perdent leur signification; on recourt alors au plan coté : on cote de nombreux détails évidents, ce qui permet d'évaluer également les petites dénivellations. Ce système trouve une application utile dans les cartes à grande échelle destinées aux travaux d'assainissement, aux aménagements hydrauliques, etc.

● *Les hachures*. Les hachures sont un artifice technique qui remonte en fait au XVIIe siècle; cet artifice a pour but de donner une valeur géographique aux pentes, grâce à une série de traits de longueur et d'épaisseur variables, disposés le long des lignes de plus forte pente du terrain. Les petits traits, plus denses et plus épais pour les pentes plus abruptes, permettent de réaliser un dessin ombré de l'orographie qui donne un rendu plastique du relief. L'éclairement du terrain, que l'on suppose réalisé soit d'en haut, donc en *lumière zénithale*, soit du nord-ouest, donc en lumière oblique, confère grâce à son jeu d'ombres et de lumières un aspect artistique à la représentation. Mais il s'agit d'une méthode très laborieuse qui n'est plus très employée aujourd'hui.

● *L'estompage*. Le système de l'estompage est largement utilisé. Complétant les autres méthodes de représentation, il associe à la précision géométrique de ces dernières sa propre efficacité artistique. Il consiste à mettre en valeur les formes orographiques par des ombres traduisant le modelé du terrain considéré, supposé éclairé du nord-ouest (éclairement en lumière oblique).

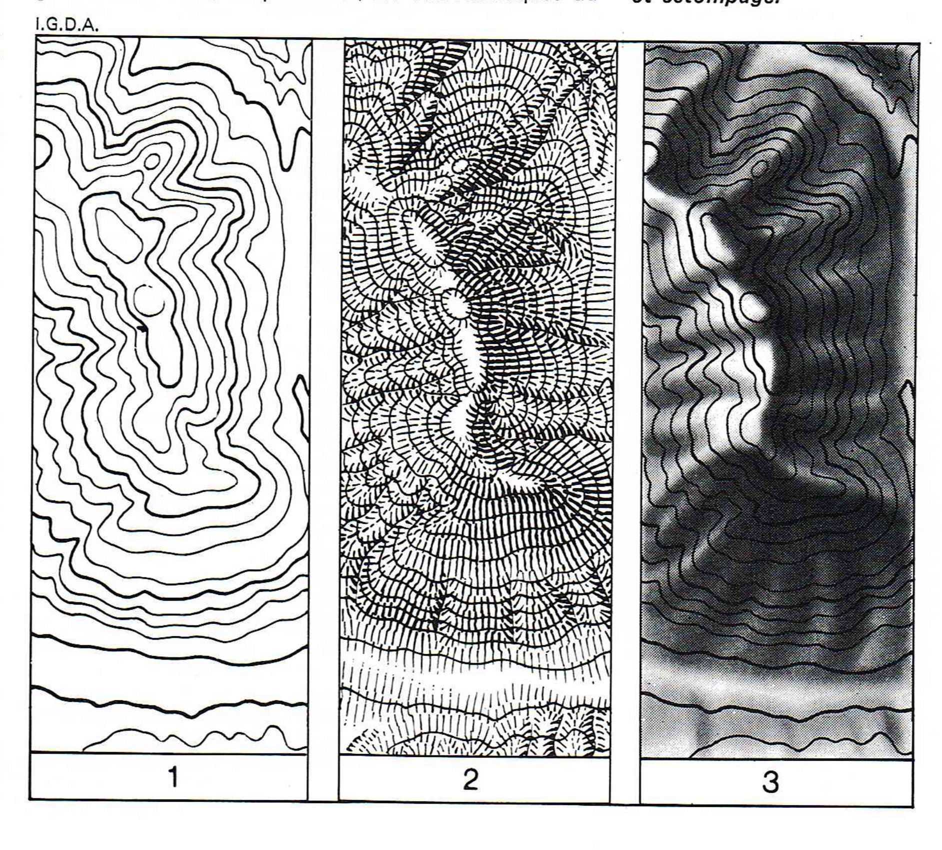
● *Les teintes hypsométriques*. Dans les cartes à petite échelle, dans lesquelles l'emploi des courbes de niveau n'est pas possible à cause de la schématisation des formes, on recourt à la méthode des teintes hypsométriques, adoptée dès 1842. En utilisant des teintes conventionnelles différentes ou des tonalités variées d'une même teinte pour les bandes altimétriques comprises entre des courbes de niveau de valeurs déterminées, on parvient à donner l'impression de l'élévation progressive du terrain, des différences ou de la similitude d'altitude des diverses régions par rapport au niveau de la mer. L'effet plastique que l'on obtient néglige certes les détails de l'orographie et le mouvement des pentes, impossibles du reste à rendre avec des échelles supérieures à 1/250 000, mais renforce l'impression d'ensemble. L'emploi des couleurs se révèle particulièrement utile dans les représentations orographiques d'ensemble, grâce à l'effet suggestif immédiat des couleurs qui mettent tout naturellement en évidence ce que l'on veut souligner.

● *Les photoplans*. Pour la représentation de terrains plats, on peut utiliser un type particulier de documents cartographiques, appelés photoplans : les éléments planimétriques sont obtenus à partir d'une mosaïque de photographies aériennes, géométriquement redressées à l'aide d'instruments spéciaux, les *redresseurs;* l'altimétrie, obtenue par nivellement direct, est exprimée par un plan coté. Ce système ne peut être utilisé pour des terrains accidentés si l'on dispose uniquement de redresseurs ordinaires. En effet, les distorsions des images photographiques produites par les perspectives différentes des reliefs par rapport au point de vue, et les différences d'échelle des photogrammes, dues aux différences d'altitude, ne permettent pas un report géométrique des détails; on fait alors appel à des *orthophotographies*.

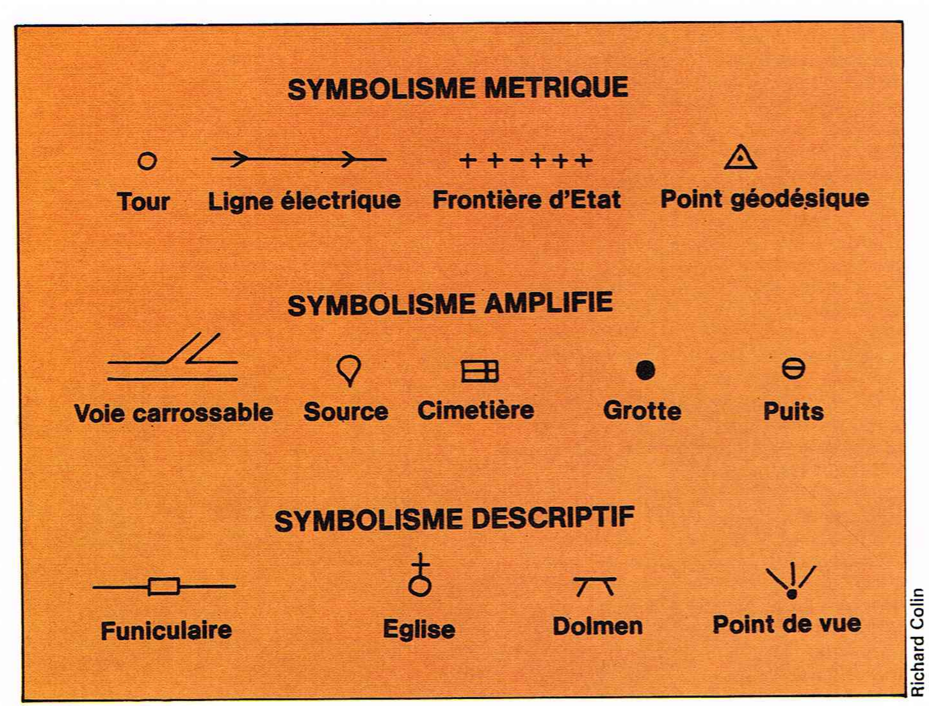
● *La représentation planimétrique*. Elle consiste à reporter en projection sur la carte les détails naturels et ceux qui sont dus à l'homme, lorsqu'il est possible de les reproduire topographiquement dans leurs formes et leurs dimensions; la couverture du sol et les cultures en font partie. Cette représentation permet de *s'orienter sur le terrain*, c'est-à-dire d'établir en tout point de ce dernier la correspondance entre détails graphiques et détails réels visibles; elle permet également d'effectuer des mesures de distances, d'apprécier les caractéristiques et l'allure des itinéraires, de connaître les éventuelles ressources naturelles et les activités de l'homme dans la zone considérée.

Complétée par la représentation de l'orographie et de l'hydrographie, la carte topographique offre une vue d'ensemble réelle et complète du milieu géographique en général et montre, en particulier, les caractéristiques du

I.G.D.A.



▼ ***Systèmes de représentation orographique : 1, courbes de niveau; 2, hachures; 3, courbes de niveau et estompage.***



▲ *Quelques exemples de symbolisme : homométrique, amplifié, descriptif.*

réseau routier. Le réseau hydrographique mérite d'être considéré à part; il intéresse la planimétrie, surtout dans sa projection horizontale, mais, à sa naissance, il intéresse également l'orographie, car les petites ramifications marquent les formes du terrain, auxquelles elles peuvent même apporter des modifications. On le représente habituellement en bleu, afin de mieux le distinguer.

Les signes conventionnels

Tous les détails topographiques sont représentés sur les cartes au moyen de graphismes et de symboles figuratifs appelés *signes conventionnels.* Ils doivent immédiatement évoquer l'idée du détail auquel ils se rapportent et ses caractéristiques essentielles. On peut les classer en deux groupes : le premier se compose des signes destinés aux ouvrages de l'homme et sert à indiquer non seulement la présence et la forme de l'objet, mais aussi son caractère et sa destination ; le second, qui s'applique à la représentation des objets topographiques naturels, est formé de figures inspirées de ces objets et de signes adaptés à la description orographique et morphologique. La nécessité de représenter le terrain par des images qui, si ressemblantes qu'elles soient pour évoquer le rapport entre graphisme et réalité physique, diffèrent néanmoins de celle-ci, commença à se manifester seulement entre la fin du XVIIIe siècle et le début du XIXe siècle. Depuis, le nombre des signes conventionnels a augmenté, parallèlement aux possibilités figuratives des cartes et aux informations qu'on veut y trouver. Mais, afin d'en permettre un maniement aisé, le nombre de ces signes ne doit pas être excessif, tout en donnant le plus d'informations possible.

Le *symbolisme,* qui a toujours un caractère imitatif, est dit *homométrique* lorsqu'on reporte sur le plan de la carte la projection des détails, *amplifié* lorsque l'échelle ne permet pas le report métrique, *descriptif* lorsque la nature des détails est exprimée à l'aide de signes ou de coloris qui améliorent la valeur d'information de la représentation sans en altérer la valeur métrique.

Les signes conventionnels varient d'un pays à l'autre, tout en conservant cependant une certaine analogie. Sur le plan international, on tend aujourd'hui à les unifier dans toute la mesure du possible; cette tendance s'est concrétisée dans la carte du monde au millionième et dans les cartes aéronautiques. L'emploi des signes conventionnels pour les cartes topographiques officielles est régi par des règles précises, dont une synthèse est reproduite dans la légende située en marge de chaque carte.

La *représentation des rochers* constitue un cas particulier de symbolisme, qui associe une recherche artistique aux exigences géométriques, afin de donner une représentation naturelle de la morphologie. Il s'agit en effet de passer de la vision optique à l'interprétation graphique ; pour cela, on combine la perspective panoramique sur le plan vertical et la projection topographique sur le plan horizontal. On observe aujourd'hui une tendance à supprimer le dessin des rochers et à se servir uniquement de courbes de niveau plus ou moins denses, rapprochées et sinueuses, pour en modeler les formes et les aspérités. Ce système, géométriquement précis, est plus adapté aux cartes techniques à grande échelle, car, dans les autres, il sacrifie un des éléments les plus efficaces pour traduire la réalité de manière artistique, élément particulièrement important pour la cartographie topographique de zones montagneuses étendues.

La toponymie

La toponymie, c'est-à-dire l'ensemble des noms contenus dans une carte, a pour fonction de donner un langage expressif à celle-ci. Les *toponymes* servent à définir et à individualiser des détails physiques ou dus à l'activité humaine; leur importance très grande ne se limite pas à ce rôle, mais s'étend aussi au domaine linguistique, puisque les cartes topographiques fondamentales (y compris les plans cadastraux) confèrent une valeur officielle aux noms, les consacrent dans l'usage et les transmettent dans le temps. Il appartient aux topographes de les relever sur le terrain, d'en préciser l'orthographe, et de choisir leur emplacement sur la carte; ces différentes opérations font partie de la compilation des cartes topographiques.

Grâce à un choix judicieux des types et des dimensions des caractères, la toponymie précise la valeur topographique des détails auxquels les noms se rapportent, permet leur classement par importance naturelle, géographique et logistique, et permet d'interpréter les rapports naturels et cartographiques que les détails représentés possèdent avec les différentes activités humaines du point de vue administratif et politique. Les toponymes doivent être inscrits sur les cartes d'après des règles spéciales, avec le souci d'une distribution équilibrée et d'une correspondance précise, de telle manière que la carte gagne en harmonie et en clarté. Leur emplacement devra permettre d'identifier de manière certaine les détails auxquels ils se rapportent, qu'il s'agisse de points, de lignes ou de surfaces. Ces mêmes critères s'appliquent à l'écriture des cotes.

Pour les cartes à petite échelle, la transcription fidèle et rigoureuse des toponymes est une tâche qui incombe aux cartographes. Elle exige une sélection minutieuse et impose une plus grande responsabilité en matière de documentation linguistique; en effet, si, pour les cartes topographiques, un tel travail a des répercussions sur le patrimoine toponymique national, pour les cartes géographiques et pour les planches d'atlas, il intéresse le patrimoine toponymique et les traditions linguistiques d'autres États, et la culture géographique générale.

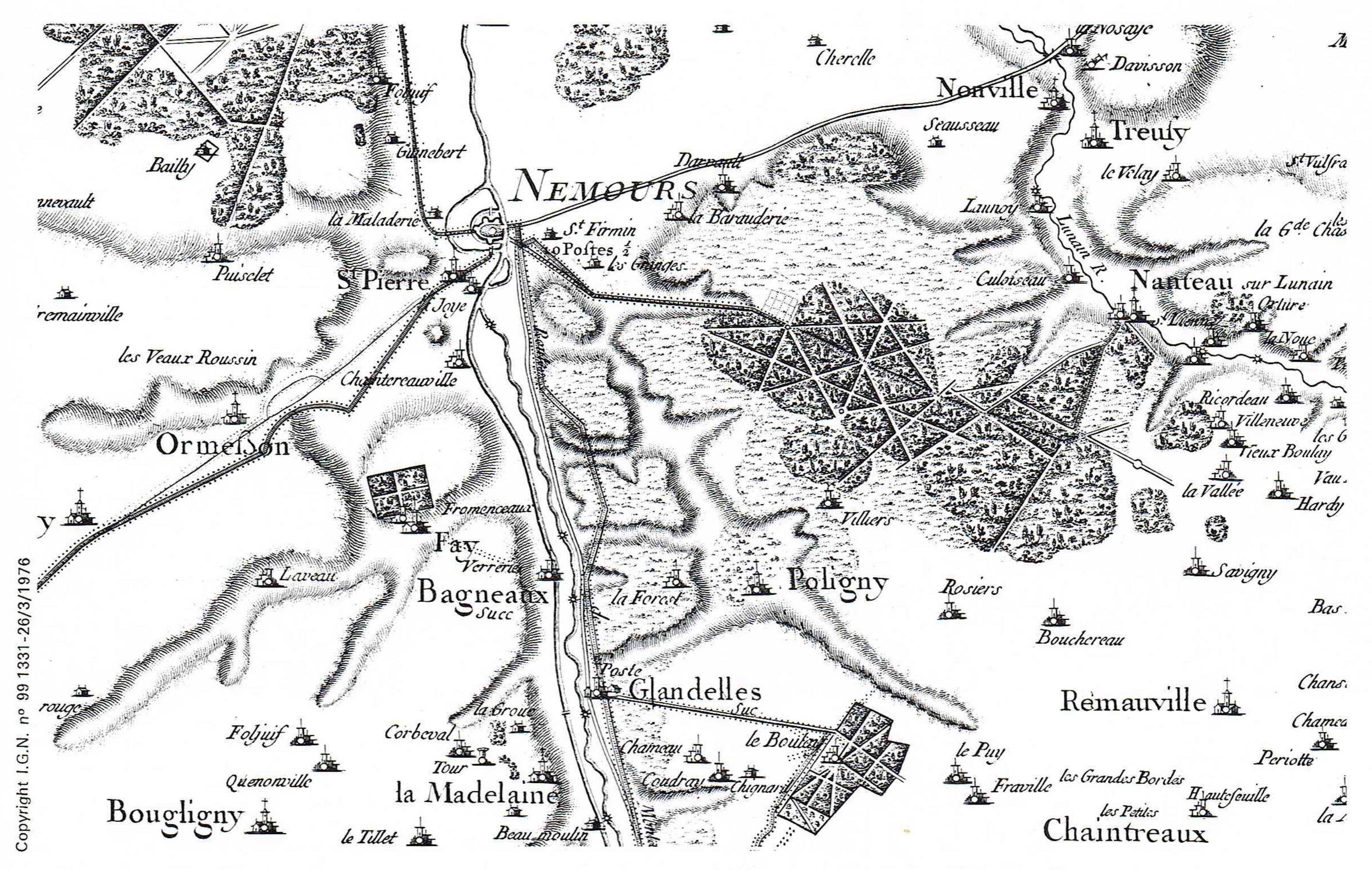
Les révisions

Réviser une carte signifie porter sur celle-ci tous les détails topographiques nouveaux ou les modifications importantes qui se sont produites sur le terrain pendant la période qui a suivi la date du levé ou de la préparation de la carte. Une carte, pour remplir pleinement son but, se doit notamment d'être actualisée. De ce fait, il est indispensable de procéder, au moment de la création d'une carte, quels que soient le but et le type, à un bilan préalable du coût de son actualisation permanente. Celle-ci se révèle indispensable à cause des modifications incessantes apportées au paysage par les agents naturels, par l'activité de l'homme (pour les cartes topographiques) et par les événements politiques (surtout pour les cartes géographiques). Il est évident que, plus une représentation est détaillée, plus sa mise à jour sera fréquente et onéreuse.

Pour les cartes topographiques, on fait appel à des photographies aériennes récentes pour la restitution photographique, et à des opérations sur le terrain pour le report géométrique sur une minute de la carte existante des nouveaux détails et des modifications survenues. Les révisions sont générales lorsqu'elles s'appliquent à tous les détails, ou partielles, si elles concernent uniquement les éléments les plus importants.

La révision d'une carte topographique est une opération aussi délicate que le levé et exige un personnel expérimenté pour que l'insertion de nouveaux détails ou la suppression de ceux à éliminer n'entraîne pas une altération de l'exactitude géométrique.

La révision des cartes chorographiques et géographiques s'opère à partir des éléments tirés des cartes topographiques ou d'autres documents.



▲ ***La carte dite « de Cassini » comporte 182 feuilles, dont la réalisation, débutée en 1747 à la demande de Louis XV, se poursuivit jusqu'en 1815. Ici, un détail de la feuille nº 7 de Fontainebleau, région de Nemours.***

Les cartes de France

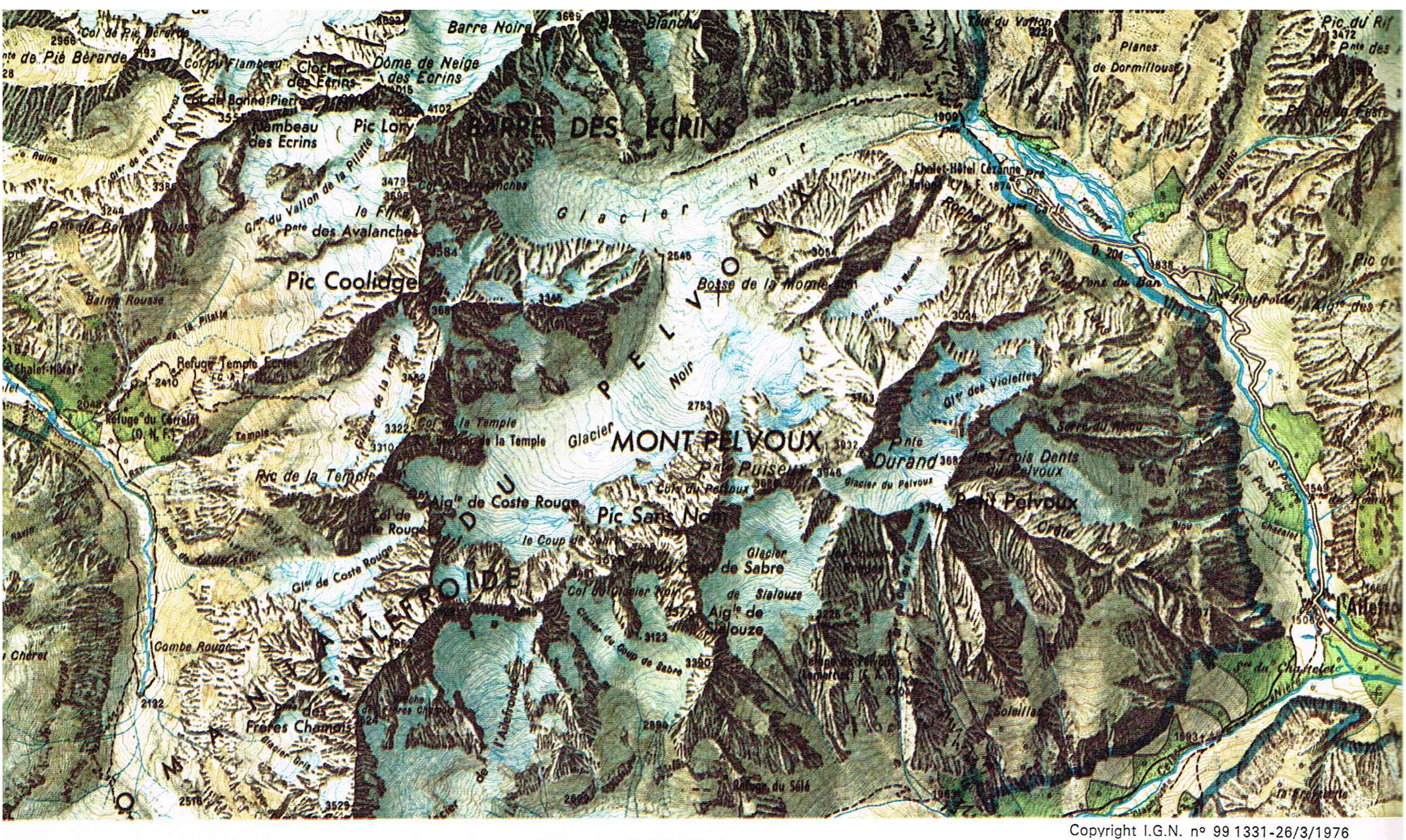
Après les dessins primitifs dépourvus de toute réalité, on voit éditer un certain nombre de représentations cartographiques inspirées de Ptolémée pour leurs formes générales, mais améliorées localement par exploitation de portulans et de croquis d'itinéraires ; la *Description de toute la Gaule,* dressée et gravée sur bois par Oronce Fine au début du XVIe siècle, est l'œuvre la plus marquante de cette époque. Le *Théâtre françois,* publié en 1594 par Bouguereau, et la *Charte de la France,* dressée par La Guillotière et publiée en 1613, font la synthèse de diverses cartes régionales établies séparément et sans canevas d'ensemble. Les formes générales s'améliorent mais, en l'absence de mesures des longitudes, l'extension de la France dans le sens est-ouest est très exagérée.

L'Académie des sciences, créée par Colbert en 1666, devait, dans l'esprit du ministre de Louis XIV, remplir le rôle d'établissement cartographique officiel, et elle fut chargée de déterminer les coordonnées géographiques d'un certain nombre de points du territoire, de mesurer un arc de méridien par triangulation et d'établir, à titre d'essai, une carte des environs de Paris rattachée à ce canevas et susceptible d'être étendue à l'ensemble du pays. Dès 1670, la première partie de ce programme est réalisée par l'abbé Picard, J.-D. Cassini et La Hire ; elle permet l'établissement d'une carte générale de la France corrigeant les erreurs de position des cartes antérieures ; elle est présentée à l'Académie en 1682. L'arc de méridien d'Amiens à La Ferté-Alais, mesuré par Picard, fournit le canevas géodésique sur lequel s'appuie la Carte des environs de Paris, publiée en 1678 à l'échelle d'une ligne pour 100 toises (1/86 400). L'idée d'une carte détaillée du royaume semble abandonnée, faute d'une triangulation d'ensemble qui ne sera réalisée qu'au siècle suivant, mais des considérations stratégiques imposent des levés régionaux sans canevas général et la publication de la Carte des monts Pyrénées par Roussel et La Blottière, et de la Carte du Haut-Dauphiné et du comté de Nice par Villaret.

Ce n'est qu'en 1747 que Louis XV charge Cassini de Thury, directeur de l'Observatoire, de l'exécution de la première carte topographique de la France à l'échelle d'une ligne pour 100 toises ; les travaux débutent en 1750 mais, la subvention des pouvoirs publics étant supprimée dès 1756, Cassini ne peut poursuivre sa tâche qu'en constituant une société à actions gérée par l'observatoire de Paris ; des difficultés financières, la lenteur des travaux de lever et de gravure sur cuivre, les avatars de la société pendant la période révolutionnaire retardent l'achèvement des dernières feuilles, qui ne paraissent qu'en 1815. La carte dite « de Cassini » comporte 182 feuilles qui, malgré les défauts dus aux délicates conditions de travail et à l'étalement des opérations de gravure, n'en constituent pas moins une œuvre remarquable pour l'époque.

De 1792 à 1799, les astronomes Méchain et Delambre mesurent et calculent l'arc de méridien Dunkerque-Barcelone qui fournit les éléments définissant le *mètre,* base du système métrique décimal. Pendant les campagnes napoléoniennes, les plans du génie militaire et les cartes des territoires conquis permettent d'affiner et de perfectionner les méthodes topographiques ; aussi, en 1817, on songe à refaire la carte de Cassini, qui devient insuffisante pour les services publics : une commission royale, présidée par Laplace, décide que la méridienne de Paris constituera l'ossature d'une nouvelle triangulation et qu'une carte nouvelle sera établie.

La carte dite « de l'état-major » parce qu'elle fut établie par des officiers et des ingénieurs géographes intégrés dans le corps de l'état-major fut réalisée de 1818 à 1882 ; les minutes avaient été dessinées au 1/40 000, et le relief figuré par des courbes de niveau plus figuratives que topométriques ; l'édition, qui devait être au 1/50 000, fut fixée au 1/80 000 pour des raisons d'économie ; le relief est figuré par des hachures ; le système de représentation plane, résultat d'un compromis entre les divers utilisateurs, est le système équivalent de Bonne ; le procédé de reproduction utilisé, l'impression en taille-douce, fait intervenir la gravure sur cuivre qui procure une grande finesse de trait mais impose l'édition monochrome, de longs délais d'exécution, des graveurs très habiles et une extrême difficulté pour la mise à jour des planches. La carte comporte 273 feuilles rectangulaires, couvrant chacune 64 × 40 km.



▲ *Carte au 1/50 000 de la France, type 1922 : feuille XXXIV-36 de la région de Saint-Christophe-en-Oisans (région du mont Pelvoux).*

Dès la seconde moitié du XIXe siècle, les applications cartographiques de la photographie et de la lithographie font entrevoir la possibilité d'éditer des cartes polychromes plus claires et plus lisibles, et on réalise bientôt des cartes de ce type, dérivées de la carte de l'état-major : carte au 1/100 000 dite « de l'Intérieur », carte au 1/200 000 du Service géographique de l'armée, carte au 1/500 000 dite « Carte Prudent ».

Enfin, en tenant compte de ces expériences concluantes et de la nécessité d'une carte plus précise, plus détaillée et plus nette, on a entrepris, en 1902, la nouvelle carte de France au 1/50 000 en courbes et en couleurs, avec minutes au 1/10 000 en courbes filées sur le terrain. La carte au 1/50 000, prévue en 8 à 12 couleurs, avançait si lentement qu'au rythme initial on pouvait estimer à trois siècles le délai d'achèvement ; en 1922, la présentation fut ramenée à 5 couleurs ; les levers exécutés au 1/20 000 à la planchette furent ensuite réalisés par les méthodes photogrammétriques et firent l'objet d'une édition particulière au 1/20 000, puis au 1/25 000. Actuellement, la carte au 1/50 000 est en voie d'achèvement : elle comporte 1 100 feuilles limitées par des parallèles distants de 0,20 grade et des méridiens distants de 0,40 grade. Elle est imprimée en noir pour la planimétrie, en bleu pour l'hydrographie, en bistre ou en orange pour les courbes de niveau, en vert pour la végétation et en bleu-gris pour l'estompage ; le système de représentation plane est le système conique conforme de Lambert, en trois zones distinctes, afin de réduire au mieux les altérations linéaires.

La carte au 1/25 000, en 4 210 feuilles, est directement issue des levés ; chaque feuille constitue un quart de la carte au 1/50 000 et comporte les mêmes couleurs, à l'exception de l'estompage.

La carte au 1/100 000, obtenue par assemblage, réduction et généralisation de 4 feuilles au 1/50 000, comporte deux couleurs supplémentaires, rouge et jaune, destinées à mettre en valeur les caractéristiques du réseau routier.

La France est également couverte par des cartes au 1/250 000, au 1/500 000 et au 1/1 000 000, dérivées des précédentes mais conformes pour leur découpage, leur système de représentation et leurs conventions à des normes internationales. Ces cartes topographiques ou chorographiques servent de fond à de nombreuses cartes thématiques, à des cartes techniques dont les plus connues sont les cartes routières ou aéronautiques, et à des cartes touristiques d'intérêt général comme des cartes pliées au 1/100 000 et au 1/250 000, ou d'intérêt local comme les cartes des parcs nationaux et régionaux, les cartes des îles, des forêts ou des massifs montagneux.

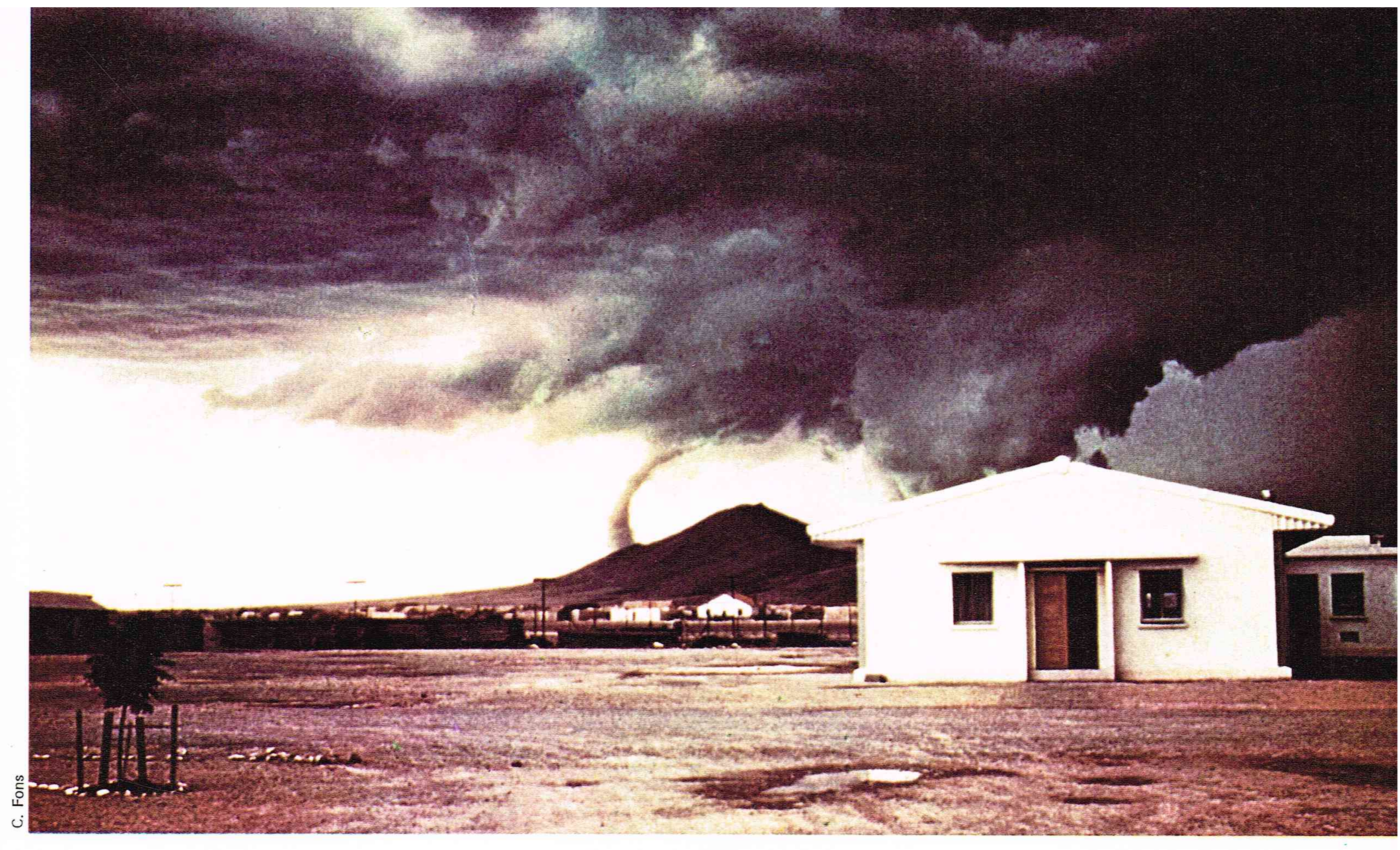
L'avenir de la cartographie

La cartographie assume aujourd'hui des finalités et des fonctions bien différentes de celles d'autrefois ; l'évolution technologique actuelle comme celle prévisible dans un proche avenir, les nouvelles exigences scientifiques, sociales, politiques, économiques et militaires, la nécessité de disposer de plus en plus rapidement d'informations complètes et de parvenir à une uniformisation aussi poussée que possible dans le domaine international imposent à la cartographie une voie nouvelle.

Deux aspects sont à considérer dans son développement futur : l'unification à l'échelle mondiale des données de base et de l'information, et l'évolution technique.

— L'unification vise à instituer un quadrillage géométrique de base tel que chaque point du terrain ait des coordonnées issues d'un système unique de référence. L'Association internationale de géodésie préside à la coordination et à la direction scientifique d'une telle entreprise. La France y participe par l'intermédiaire du Comité français de géodésie. L'unification dans le domaine de l'information, simple en apparence, se montre complexe en pratique, surtout pour des motifs économiques et à cause des difficultés qui naissent de la défense de prérogatives nationales. Elle comporte la normalisation des signes conventionnels et des symboles topographiques, des échelles, des formats, des critères de transcription des toponymes, des annotations marginales, des légendes, etc. L'Association internationale de cartographie, fondée à Berne en 1959, participe à ce travail complexe de mise en ordre. Notre pays y est représenté par la Commission française de cartographie.

— Le progrès technique de la cartographie est lié essentiellement à la réalisation de procédés automatiques destinés à alléger ou à remplacer le travail de l'homme, procurant ainsi un gain de temps et une diminution des coûts. En particulier, on tend à automatiser les informations de base et à créer des appareils automatiques pour l'utilisation des informations, la séparation des couleurs, la transcription et le choix des emplacements des toponymes, la photocomposition, les mesures, l'orthophotographie, etc. Les études actuelles se consacrent à la recherche de nouveaux procédés dans le domaine de la reproduction et de l'impression, de nouveaux types de matériaux photographiques sensibles, de nouveaux dispositifs d'observation et de prises de vue photographiques ;



C. Fons

▲ *Une* **tornade** *dans les* **hauts-plateaux algériens** *: c'est un* **orage frontal** *d'intensité modérée.*

on a également mis au point des systèmes permettant l'utilisation des satellites artificiels à des fins non seulement géodésiques mais aussi cartographiques.

C'est surtout la fabrication de nouveaux appareils pour la réalisation automatique de stéréogrammes aériens et pour l'orthophotographie qui intéresse la cartographie topographique utilisant les photographies aériennes pour les cartes à grande échelle. Il existe déjà des instruments électroniques, qui sont encore d'un coût très élevé, capables de composer des *orthophotocartes,* c'est-à-dire des photomosaïques géométriques dans lesquelles les déformations que nous avons indiquées à propos des photoplans sont éliminées; ces appareils permettent aussi le tracé automatique ou semi-automatique des courbes de niveau selon un procédé particulier. On obtient ainsi des cartes issues de l'image photographique exacte du terrain, lesquelles, complétées par le report des indications topographiques conventionnelles de l'altimétrie, de la planimétrie, de l'hydrographie, des toponymes et des cotes, répondent à un grand nombre des exigences en matière de consultation, de recherche et d'étude, lorsque l'emploi simultané de la carte et de photogrammes aériens s'impose. Les orthophotocartes mettent à la disposition de l'utilisateur un ensemble géométrique de photographies aériennes déjà topographiquement interprétées et rendues parlantes par l'inscription des toponymes et des cotes. Enfin, un nouveau système de reproduction et d'impression, dit à *tonalité continue,* se caractérise par l'abandon, dans les procédés lithographiques, de la traditionnelle trame qui fractionne les images en petits points; il assure à la reproduction du fond photographique de ces cartes clarté et maniabilité.

BIBLIOGRAPHIE

BERTIN J., *Sémiologie graphique,* Mouton-Gauthier-Villars, Paris, 1967. - CUENIN R., *Cartographie générale,* Eyrolles, Paris, 1972. - IMHOF E., *Gelande und Karte,* E. Rentsch, Erenbach, 1950. - RAISZ E., *Principles of Cartography,* Mc Graw-Hill Book Company, New York, 1962. - RIMBERT S., *Cartes et Graphiques,* S.E.D.E.S., Paris, 1964. - ROBINSON A., *Elements of Cartography,* John Wicy and Sons, New York, 1969. - SALICHTCHEV K., *Einführung in die Kartographie,* W.H. Haack, Gotha Leipzig, 1967. - TRAVERSI C., *Tecnica cartografica,* Istituto Geografico Militare, Firenze, 1968.

MÉTÉOROLOGIE

La météorologie est la science relative à l'étude de l'atmosphère sur le plan de la thermodynamique des mouvements de l'atmosphère. Si la météorologie est classée depuis peu comme science physique, il n'en demeure pas moins exact que l'observation des phénomènes atmosphériques est aussi vieille que l'humanité, et, à ce titre, la météorologie peut être considérée comme la plus vieille des sciences naturelles de la Terre. Pour beaucoup d'hommes, l'atmosphère est à considérer comme un don gratuit de la nature, et ainsi comme un élément immuable du globe. C'est là une conception erronée, car, comme pour les autres éléments du globe, l'air a subi au cours des millénaires une constante évolution, et même actuellement l'atmosphère continue de se modifier.

En 1953, le chimiste américain Stanley Miller fit une découverte surprenante : il démontra que l'atmosphère avait joué un rôle capital dans l'apparition de la vie sur notre planète. Mais le mystère de la naissance de cet « océan » se perd dans la nuit des temps. Les estimations les plus récentes de l'âge des minéraux d'après leur radio-activité permettent d'attribuer à la Terre un âge d'environ 4 à 5 milliards d'années. Les astronomes, grâce à l'étude de la lumière qui nous parvient des galaxies très éloignées, supposent que l'Univers dans lequel notre planète est incluse est en perpétuelle expansion.

Certaines hypothèses scientifiques situent la naissance du monde à 4 ou 5 milliards d'années de notre ère, naissance survenue probablement à la suite d'une explosion en milieu d'amas de matière très dense. A cette époque, une chaleur intense devait régner sur le globe, et l'atmosphère, telle que nous la connaissons et telle que nous la définissons aujourd'hui, n'existait pas. On pense que le globe baignait dans un mélange de gaz chauds, parmi lesquels on peut citer le gaz ammoniac et les gaz provenant de la combinaison du brome, du chlore, du fluor et du soufre avec l'hydrogène. D'après des hypothèses récentes, ce mélange gazeux devait avoir une température de plusieurs milliers de degrés. Cette chaleur incroyable avait l'avantage de donner à tous ces gaz une vitesse telle qu'ils ont pu rapidement se soustraire à l'attraction de la Terre et gagner d'autres parties de l'Univers. Pendant une longue période, la Terre n'a cessé de se refroidir. La croûte terrestre a durci, et l'atmosphère s'est remplie de gaz formés au sein des



C. Fons

▲ ***Le givre, qui résulte de la brusque congélation des petites gouttes surfondues existant dans des brouillards ou des nuages froids, se transforme en petits cristaux de glace au contact, ici, de l'arbre et des antennes.***

minéraux en fusion : vapeur d'eau, azote et gaz carbonique. Selon une théorie du savant russe Oparine, les hydrocarbures seraient apparus lorsque la vapeur d'eau chaude de l'atmosphère serait entrée en contact avec les carbures rejetés à la surface de la Terre (composés de carbone avec des métaux et des métalloïdes).

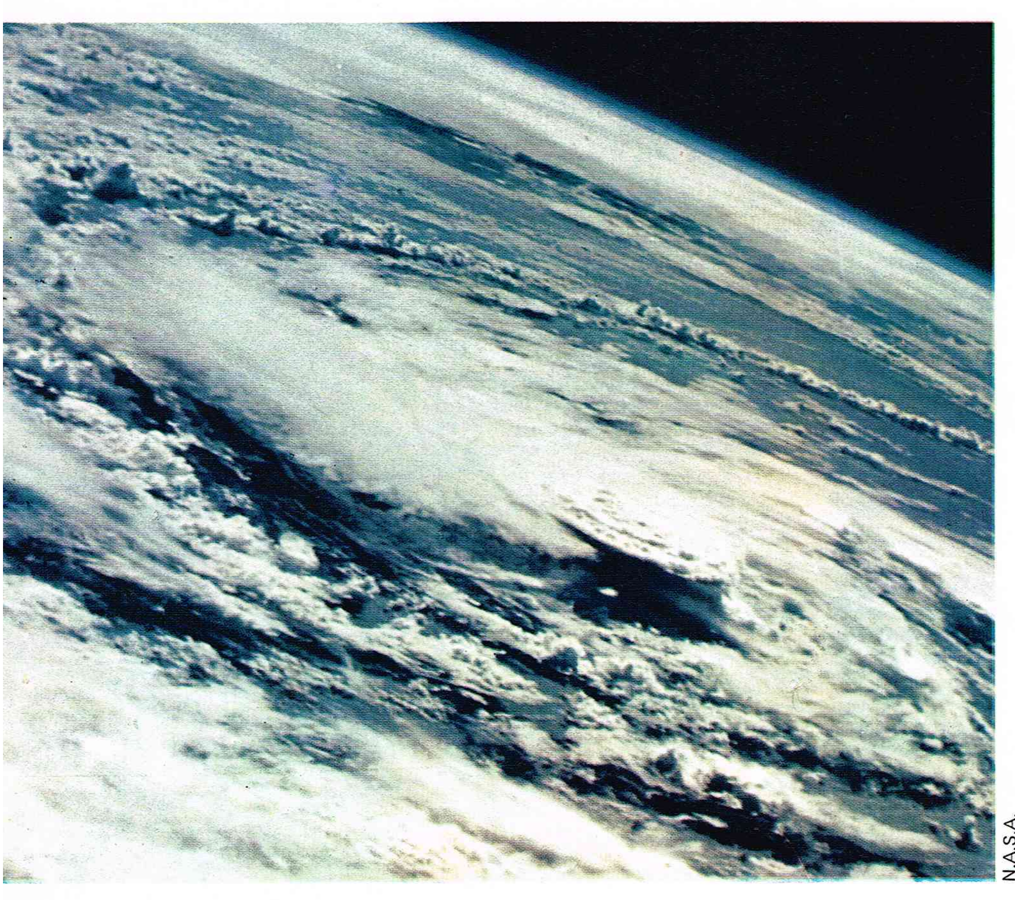
A partir de cette époque, l'évolution de l'atmosphère entra dans sa deuxième phase avec des émanations d'origine volcanique très intenses rejetant dans l'atmosphère des fumées contenant environ 70 % de vapeur d'eau, 10 % de gaz carbonique, 10 % de vapeurs sulfureuses et un peu moins de 10 % d'oxygène. Au cours de cette deuxième phase d'évolution, le refroidissement se poursuivit, et il arriva un moment où la température atteinte permit la coexistence de l'eau liquide et de la vapeur d'eau. Cette température, dite « critique », est fixée par certains savants à 374 °K. On arriva ainsi à l'époque où les premières gouttes d'eau apparurent dans l'atmosphère baignant la Terre. A cette époque, les précipitations n'atteignaient pas le sol, car, celui-ci étant encore chaud, les gouttes d'eau s'évaporaient avant de l'avoir atteint. Mais ce processus refroidissait de plus en plus l'atmosphère et, par voie de conséquence, la croûte terrestre. Quand le refroidissement fut assez important, les pluies atteignirent la surface de la Terre et formèrent les cours d'eau, les mers et les océans. Au cours de cette phase, l'atmosphère perdit une proportion appréciable du gaz carbonique qu'elle contenait. Celui-ci fut absorbé en partie lors de la désagrégation du feldspath (partie constituante du granite) ou fixé par le calcaire et la dolomie (le gaz carbonique contenu actuellement dans les roches calcaires et dolomitiques représente 300 000 fois environ le volume contenu dans l'air). Enfin, une petite partie fut dissoute dans l'eau.

La troisième phase d'évolution de l'atmosphère débuta au moment où la masse nuageuse entourant la Terre se déchira et laissa passer le rayonnement solaire, tandis que les orages et les volcans se déchaînaient et que les forces internes du globe entraient en jeu, exerçant de violentes pressions sur la croûte refroidie superficiellement, façonnant et formant montagnes et continents. D'après les savants, c'est à cette époque que débutèrent les phénomènes qui allaient fournir à la vie ses éléments fondamentaux. Des substances organiques se sont alors formées. Plusieurs hypothèses tentent d'expliquer l'apparition sur le globe de ces substances organiques. Nous mentionnerons pour mémoire les noms des savants les plus éminents, dont on a coutume de citer les hypothèses et les travaux dans ce domaine : Miller, Urey, Loeb et Heyns. Il est admis généralement que, pendant environ 2 milliards et demi d'années, les substances organiques se sont accumulées au hasard dans l'atmosphère sous l'influence des éclairs et des volcans. Toutes les réactions possibles ont eu lieu entre elles. Nous savons également qu'il y a 2 ou 3 milliards d'années, l'atmosphère de notre planète avait une composition dans laquelle l'oxygène à l'état libre était absent. C'est l'apparition de l'oxygène libre qui marqua un tournant décisif dans la composition de l'air et donc dans l'histoire de la Terre. Cette apparition vint tardivement, après celle de la vapeur d'eau, de l'azote et du gaz carbonique. On pense à l'heure actuelle que l'oxygène est venu s'ajouter à l'atmosphère de deux manières différentes et indépendantes l'une de l'autre.

L'hypothèse du professeur allemand Harteck situe son apparition dans les couches supérieures de l'atmosphère sous l'influence du rayonnement solaire et l'explique de la manière suivante : la vapeur d'eau montait, comme elle le fait aujourd'hui, à plus de 60 km au-dessus de la surface du globe. A cette altitude, où les rayons ultraviolets du Soleil sont plus puissants qu'au sol, les molécules de la vapeur d'eau se décomposaient, formant des atomes d'hydrogène et des atomes d'oxygène. Les premiers, légers et très mobiles, se répandirent rapidement dans l'espace. Les atomes d'oxygène, plus lourds, subirent au contraire l'attraction de la Terre et restèrent ainsi dans l'enveloppe atmosphérique.

D'autres savants attribuent à l'action des végétaux la majeure partie de l'oxygène contenu dans l'atmosphère. Ces diverses hypothèses prêtent le flanc aux critiques mais, dans l'état actuel de nos connaissances de l'histoire de l'atmosphère, il faut pour l'instant se contenter d'elles.

Depuis au moins 2 milliards d'années, l'atmosphère de notre planète n'a pas subi de modifications importantes comparables à celles que nous venons d'évoquer. Sa composition est restée à peu près stable en ce qui concerne l'azote, l'oxygène et le gaz carbonique. Si l'on peut penser que la composition de l'air est réglée avec sagesse, il faut songer que l'homme, depuis quelques siècles, altère sans cesse l'air en y rejetant des impuretés, rejets qui risquent de compromettre le magnifique équilibre des divers éléments qui composent l'atmosphère.



N.A.S.A.

Généralités sur l'atmosphère

Les trois paramètres de l'air

L'air constituant l'atmosphère est caractérisé à l'aide de trois paramètres : sa pression, sa température et son humidité. Chaque paramètre évolue dans le temps et dans l'espace indépendamment des deux autres.

Pression

Au niveau de la mer, la pression atmosphérique oscille en général entre 950 et 1 050 millibars (unité de pression qui vaut 10^2 pascals). La pression atmosphérique dite « normale » a une valeur de 1 013,25 millibars à ce niveau. Pour un lieu donné à la surface du globe, on observe une variation diurne de la pression. Cette oscillation diurne est très faible. Elle est souvent masquée dans les régions tempérées par des variations irrégulières de la pression, liées, comme nous le verrons plus loin, aux passages de perturbations atmosphériques. Par contre, aux latitudes tropicales et équatoriales, cette oscillation est plus nette. La courbe de variation diurne de la pression présente un maximum le matin entre 8 et 10 heures (suivant la saison), et un maximum le soir entre 20 et 22 heures.

La variation dans l'espace de la pression atmosphérique est bien connue. En effet, la valeur de cette pression n'est pas partout identique à la surface du globe. Il existe des zones de basse pression (dépressions ou cyclones) et des zones de haute pression (anticyclones). Cette variation de la pression dans le plan horizontal a une importance capitale en météorologie, car c'est elle qui engendre la circulation de l'air atmosphérique, donc les vents.

La distribution verticale de la pression en un lieu donné varie beaucoup plus rapidement que la distribution horizontale. Pratiquement, on observe une décroissance de pression de 1 millibar pour une élévation de 8 m. Mais cette décroissance n'est pas constante avec l'altitude car la température de l'air intervient dans son taux.

Température

La température de l'air atmosphérique subit également une variation dans le temps et dans l'espace. La distribution thermique est plus fluctuante que celle de la pression car les influences locales ont plus d'effet sur les températures qu'elles n'en ont sur la pression. En dehors des perturbations atmosphériques, on note une oscillation diurne marquée de la température. L'amplitude de l'oscillation dépend des caractéristiques du lieu où elle est mesurée, et elle est très influencée par les saisons.

La distribution verticale de la température de l'air atmosphérique subit de grandes variations. En effet, dans les basses couches de l'atmosphère, l'influence du sol est prépondérante. Plus en altitude, on a mis en évidence par des mesures la présence d'un certain nombre de couches caractérisées par un profil thermique vertical particulier.

— La *troposphère :* c'est la première couche de l'atmosphère. D'une épaisseur d'environ 10 km, c'est en son sein que se développent toutes les perturbations atmosphériques. La décroissance moyenne de la température est de l'ordre de 0,5 °C par 100 m. Du point de vue météorologique, c'est la couche la plus importante.

La zone de transition entre la troposphère et la stratosphère s'appelle la *tropopause*. C'est une couche mince qui marque la limite entre la décroissance et la croissance de la température avec l'altitude. L'altitude de cette couche varie de 8 km (régions polaires) à 17 km (régions tropicales).

— La *stratosphère :* elle est caractérisée par une croissance de la température avec l'altitude. Le sommet de cette couche se situe entre 40 et 50 km. On donne aussi le nom d'*ozonosphère* à cette couche de l'atmosphère, car elle est le siège de la modification des molécules d'oxygène O_2 en molécules d'ozone O_3 sous l'action du rayonnement ultraviolet de très courte longueur d'onde, dit « ultraviolet C ». Cette transformation chimique est exothermique, ce qui explique la croissance de la température de cette couche. C'est dans la stratosphère que se forment les nuages nacrés.

— La *mésosphère :* elle est caractérisée par une nouvelle décroissance de la température avec l'altitude. Le sommet de cette couche est situé à environ 85 km. C'est dans la mésosphère que se situent les nuages nocturnes lumineux.

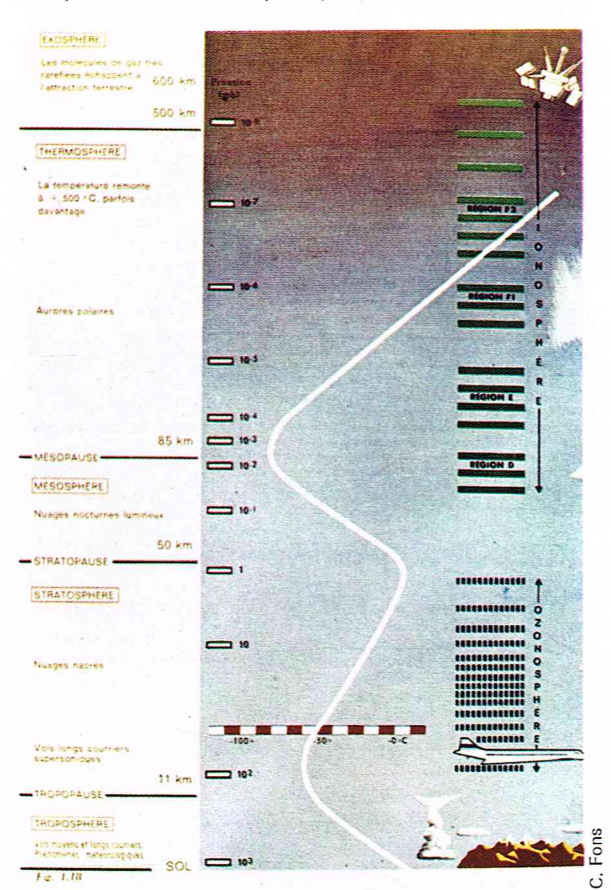
— La *thermosphère :* elle est caractérisée par une nouvelle croissance de la température avec l'altitude. La température monte jusqu'à des valeurs de + 500 °C, parfois plus. Le sommet de la couche se situe en moyenne vers 500 km. C'est dans cette couche que se produisent les aurores boréales. On y trouve également quatre couches électriques (parfois cinq). La première, la plus basse, dite *couche D,* se situe à la limite entre la mésosphère et la thermosphère. Elle n'existe que le jour et disparaît dès que le Soleil cesse de briller. A des altitudes plus hautes, on trouve les autres couches électriques :



UNESCO

▲ *Les nuages nocturnes lumineux se situent dans la* mésosphère *et se présentent en longues bandes parallèles brillantes à structure fibreuse.*

◀ *Page ci-contre, en bas, le* cyclone Gladys, *vu de la cabine Apollo 7.*



C. Fons

◀ *Diagramme de la répartition verticale de la température de l'air atmosphérique : ce profil thermique est caractérisé par cinq couches principales.*



N. Cirani

▲ *La présence de nuages modifie considérablement le comportement de l'atmosphère, car ceux-ci interviennent en tant que milieu diffusant.*

couche E vers 100 km, *couche* F_1 vers 130 km, et enfin *couche* F_2 vers 300 km. Toutes ces couches contiennent une multitude de fragments d'atomes chargés d'électricité négative. On donne aussi à la thermosphère le nom d'*ionosphère* à cause des ions dont elle est formée.

— L'*exosphère :* dans cette couche, les molécules de gaz, très raréfiées, échappent à l'attraction terrestre.

Humidité

L'humidité caractérise la richesse de l'air en vapeur d'eau. L'atmosphère contient d'autant plus de vapeur d'eau que sa température est élevée. L'alimentation en vapeur d'eau de l'atmosphère est réalisée par l'évaporation permanente de l'eau des océans et d'une manière plus générale de toute étendue d'eau, quelle que soit sa surface. La variation d'humidité est liée dans le plan horizontal à l'éloignement des sources d'évaporation, et dans le plan vertical à la décroissance de la température avec l'altitude. C'est la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère qui est la cause de la formation des nuages.

Le bilan thermique de l'atmosphère

Le *rayonnement solaire* constitue la source principale de l'énergie de l'atmosphère. La distribution des températures à la surface du globe et dans l'atmosphère résulte du bilan des différents apports ou pertes de chaleur du système « terre-atmosphère ». Le rayonnement solaire est un transfert d'énergie dans l'espace vide, puis dans l'atmosphère. La lumière étant un phénomène ondulatoire, il se produit dans ce transfert d'énergie des phénomènes d'interférences agissant sur la fréquence et sur la longueur d'onde du rayonnement.

Tout corps émet un rayonnement qui dépend de sa température et de la nature de la surface. Si aucune source d'énergie n'intervient au cours de l'émission, la température du corps diminue (puisque cette émission se fait au détriment de l'énergie interne du corps). Un corps qui reçoit de l'énergie en réfléchit en général une proportion plus ou moins grande, en diffuse une autre partie et enfin absorbe le reste, ce qui a tendance à faire augmenter sa température. On appelle *corps noir* un corps théorique qui absorbe intégralement le rayonnement qu'il reçoit. Un corps noir émet un autre rayonnement, qu'il est possible de calculer grâce à la *loi de Stéfan :*

$$E = S \sigma T^4,$$

où E est l'énergie exprimée en watts, S la surface en m^2 et T la température en °K ; σ est la constante de Stéfan.

Le rayonnement émis couvre en général un certain domaine de longueurs d'onde. La *loi de Wien* donne la relation liant la température à la longueur d'onde transportant le maximum de puissance rayonnée :

$$\lambda_{max} = \frac{b}{T}$$

où *b* est la constante de Wien, valant $2\,897 \cdot 10^{-6}$, λ la longueur d'onde en mètres et T la température en °K.

La puissance rayonnée par le Soleil peut être considérée comme constante. La constante solaire C est définie comme étant la puissance reçue par une surface de 1 m^2 située à la limite supérieure de l'atmosphère et exposée perpendiculairement aux rayons du Soleil. On admet comme valeur de cette constante :

$$C = 1{,}396 \text{ kW} \cdot m^{-2}.$$

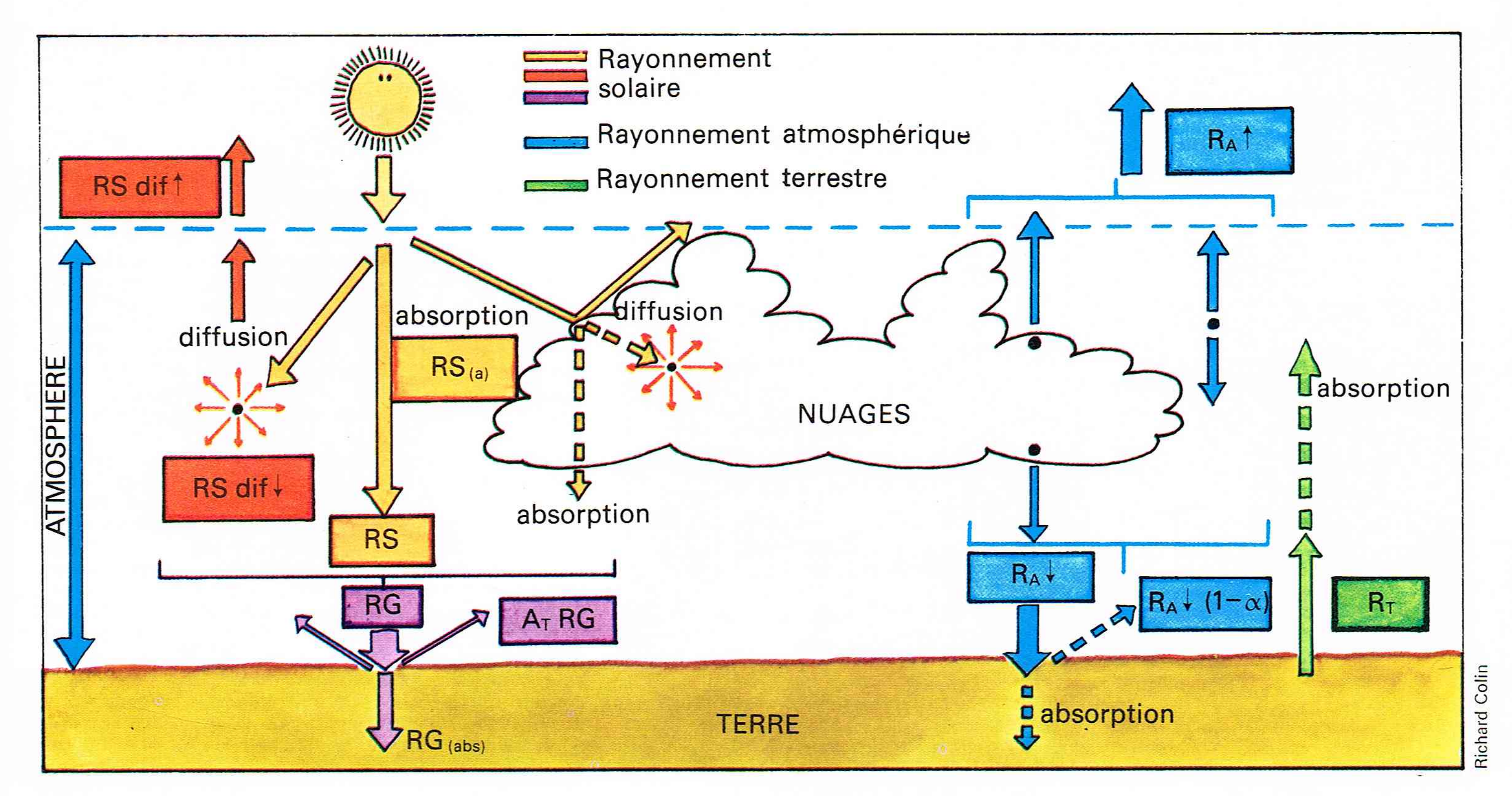
Évidemment, si la surface unitaire considérée n'est pas perpendiculaire au rayonnement, la puissance reçue varie selon la distance zénithale du Soleil, qui, elle-même, varie avec l'heure, la latitude et la saison.

Le Soleil rayonne à peu près comme un corps noir dont la température superficielle serait de l'ordre de 6 000 °K (d'après la loi de Wien, en déterminant auparavant que la longueur d'onde de la radiation correspondant à la puissance maximale est $\lambda_{max} = 0{,}5$ μm). L'émission solaire se situe essentiellement dans une bande de longueurs d'onde allant de 0,25 à 5 μm. En l'absence de nuages, le rayonnement solaire s'affaiblit en traversant l'atmosphère à cause de la diffusion et de l'absorption sélective de la radiation. On dit que l'absorption de l'atmosphère non nuageuse est sélective, car elle dépend de la présence dans l'air d'un certain nombre de constituants tels que l'ozone, la vapeur d'eau, le gaz carbonique,

▶ *Tableau récapitulatif des abréviations utilisées en météorologie.*

ABRÉVIATIONS UTILISÉES EN MÉTÉOROLOGIE

C_v	= chaleur massique à volume constant du gaz
C_p	= chaleur massique à pression constante du gaz
T	= température en °K
V	= volume
P	= pression
R	= constante spécifique du gaz R_a : air sec = 287,05 J · kg^{-1} · $°K^{-1}$ R_v : vapeur d'eau = 461,51 J · kg^{-1} · $°K^{-1}$
α	= coefficient de dilatation à pression constante des gaz parfaits $\alpha = \frac{1}{273{,}15}$
β	= coefficient d'augmentation de pression à volume constant α = β
E	= énergie interne d'un gaz ou énergie de rayonnement en watt
W	= travail
Q	= quantité de chaleur échangée
m	= masse
P_a	= pression partielle de l'air sec $P_a = \rho_a \cdot R_a \cdot T$
e	= pression partielle de la vapeur d'eau $e = \rho_v \cdot R_v \cdot T$
R	= constante des gaz parfaits
ρ_h	= masse volumique de l'air humide
T_v	= température virtuelle de l'air
r	= rapport de mélange de l'air humide
r_w	= rapport de mélange de saturation
e_w	= pression maximale de la vapeur saturante
$e_{w(t)}$	= pression maximale de la vapeur d'eau correspondant à la température t
θ'_w	= température pseudopotentielle du thermomètre mouillé
ρ	= densité de l'air
g	= accélération de la pesanteur
dz	= variation d'altitude
S	= surface émissive d'un corps qui rayonne
σ	= constante de Stéfan $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8}$ W · m^{-2} · degrés^{-4}
λ	= longueur d'onde
θ	= température potentielle
t_d	= température du point de rosée
t_c	= température du point de condensation



▲ ***Représentation schématique des échanges radiatifs.***

etc., et de la longueur d'onde des radiations incidentes. L'oxygène, l'azote et surtout l'ozone absorbent la plus grande partie de la radiation ultraviolette, et ce malgré leur faible proportion dans la haute atmosphère. Dans la troposphère, la vapeur d'eau absorbe surtout le rayonnement infrarouge. Le gaz carbonique, dans une plus faible proportion, absorbe également le rayonnement infrarouge, mais dans des tranches de longueurs d'onde qui sont différentes de celles de la vapeur d'eau (surtout vers 2,8 et 4,3 μm).

Lorsqu'un rayon solaire rencontre sur son trajet un corps infinitésimal, il subit une série de phénomènes (réflexions, réfractions et diffractions) qui dispersent dans toutes les directions la radiation incidente élémentaire : c'est le phénomène de *diffusion*, pour lequel on considère la diffusion moléculaire et la diffusion par les aérosols.

— Dans la *diffusion moléculaire,* les particules diffusantes sont les molécules d'air atmosphérique dont les dimensions sont très petites par rapport aux longueurs d'onde du rayonnement. On démontre que la diffusion est, dans ce cas, inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde. La diffusion moléculaire agit peu sur les radiations infrarouges. Par contre, elle est très efficace sur les radiations de courtes longueurs d'onde. On explique ainsi la couleur bleue du ciel, les courtes longueurs d'onde du spectre visible correspondant bien à cette couleur.

— Dans la *diffusion par les aérosols,* on démontre que la diffusion est encore une fonction de la puissance de la longueur d'onde, mais l'exposant de la longueur d'onde peut prendre des valeurs fort différentes suivant les dimensions, la nature, l'orientation et la forme des aérosols; on admet généralement la valeur moyenne de — 1,3 pour cet exposant. C'est pour cette raison que la pollution atmosphérique agit sur la couleur bleue du ciel.

Dans les deux cas, la diffusion est d'autant plus importante que l'épaisseur d'atmosphère traversée est plus grande. En un lieu donné, elle dépend donc de la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon. Il y a toujours affaiblissement de la radiation solaire directe dans le cas de diffusion.

La présence de nuages modifie considérablement le comportement de l'atmosphère, car le nuage intervient en tant que milieu diffusant. Il faut rappeler que le nuage est constitué par des gouttelettes d'eau ou des cristaux de glace qui ont toujours des dimensions bien supérieures aux longueurs d'onde des radiations. On démontre que la diffusion nuageuse est pratiquement neutre, c'est-à-dire qu'elle est indépendante de la longueur d'onde de la radiation considérée. Une partie du rayonnement émis par le Soleil est renvoyée, par réflexion diffuse sur le nuage, vers l'espace. Le reste est transmis vers le sol (transmission diffuse). On appelle *albédo* le rapport de l'énergie réfléchie à l'énergie incidente. L'albédo d'un nuage est très variable. Il peut varier de 0,4 à 0,9.

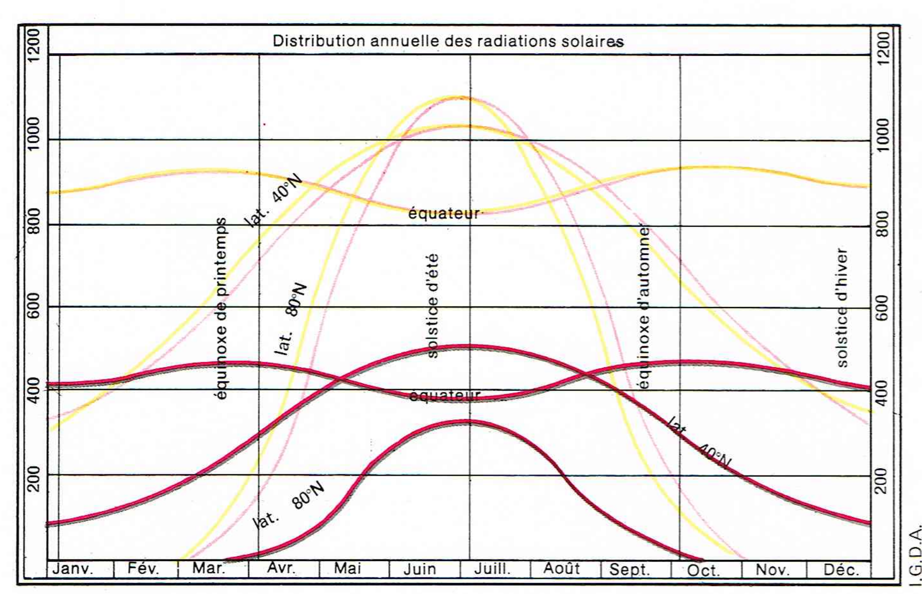
La surface terrestre absorbe une partie du rayonnement solaire global et renvoie le reste vers l'atmosphère par réflexion diffuse. La fraction de rayonnement solaire réfléchie par la Terre dépend de l'albédo de la surface. Cet albédo varie, suivant la nature du revêtement de la croûte terrestre (pierre, forêt, sable, neige), de 0,05 à 0,9.

Le Soleil n'est pas le seul émetteur de rayonnement. La loi de Stéfan nous indique que la Terre et l'atmosphère émettent par seconde une énergie proportionnelle à la puissance quatrième de leur température. On peut calculer que, pour un corps noir à température de + 15 °C, la puissance émise est de 0,390 kW par mm². L'émission terrestre s'effectue en rayonnement infrarouge, comme nous l'indique la loi de Wien ($\lambda_{max} = 10\ \mu$m). A conditions égales, les corps naturels émettent moins que le corps noir. Le rayonnement terrestre est absorbé intégralement ou presque par l'atmosphère à cause de la présence du gaz carbonique, de l'ozone (en faible quantité) et surtout de la vapeur d'eau. En l'absence de nuage, il existe un créneau de « transparence atmosphérique » entre 8,5 et 13 μm, valeurs entre lesquelles l'absorption du rayonnement infrarouge terrestre par l'atmosphère est très faible. Compte tenu des températures des différentes couches de l'atmosphère, celles-ci émettent également un rayonnement de grandes longueurs d'onde compris entre 5 et 100 μm. Cette émission est due en grande partie à la vapeur d'eau de l'atmosphère, mais aussi au gaz carbonique et, dans une proportion moindre, à l'ozone. Par transferts radiatifs, une partie de l'énergie rayonnée par les couches atmosphériques va se perdre dans l'espace, mais une autre partie revient vers le sol, qui l'absorbe presque entièrement, ce qui tend à contrebalancer les pertes par émission des corps naturels.

Le *bilan radiatif de la surface terrestre* peut s'écrire :

$$B_T = RG\ (1 - A_T) + \alpha\ R_A \downarrow - R_T,$$

B_T étant le bilan radiatif de la surface terrestre, RG la radiation globale, $\alpha\ R_A \downarrow$ la fraction du rayonnement atmosphérique absorbée (α représentant le coefficient



▲ ***Distribution annuelle de la radiation solaire pour quelques latitudes (la quantité reçue en un jour est indiquée en Langley). Les lignes rouges indiquent la quantité de radiations reçue à la surface de la Terre, en admettant que 0,6 Langley est la quantité transmise par incidence verticale. Les lignes jaunes indiquent la quantité de radiations reçue à la limite externe de l'atmosphère.***

d'absorption de la surface terrestre pour le domaine de longueur d'onde de l'émission atmosphérique) ; A_T est l'albédo de la surface terrestre et R_T le rayonnement terrestre.

On a mis en évidence des variations diurnes du bilan radiatif B_T de la surface terrestre ainsi que des variations saisonnières et géographiques. Il est intéressant de constater que les bilans annuels moyens sont partout positifs, ce qui met en évidence le déséquilibre radiatif positif de la surface de la Terre.

Le *bilan radiatif de l'atmosphère* peut s'écrire :

$$B_A = RS_{(a)} + R_T - R_A\uparrow - R_A\downarrow,$$

où B_A est le bilan radiatif de l'atmosphère, $RS_{(a)}$ le rayonnement solaire direct traversant l'atmosphère, R_T le rayonnement terrestre, $R_A\uparrow$ et $R_A\downarrow$ les pertes radiatives dues à l'émission atmosphérique dirigée vers le sol et vers l'espace.

Toutes les mesures effectuées confirment que B_A est toujours négatif. Il apparaît donc que l'atmosphère se trouve en déficit du point de vue des échanges radiatifs tandis que la surface de la Terre présente, comme nous l'avons vu, un déséquilibre radiatif positif. En appliquant brutalement les résultats ainsi obtenus, on arriverait à un état d'équilibre radiatif ayant des températures d'équilibre tout à fait invraisemblables. En fait, il existe entre le sol et l'atmosphère des *transferts de chaleur autres que radiatifs* qui modifient très sensiblement les températures d'équilibre.

— La chaleur peut se propager par *conduction moléculaire* au sein de tous les corps. Dans l'ensemble du système « terre-atmosphère », les échanges conductifs sont assez limités, mais ils interviennent néanmoins dans les basses couches de l'atmosphère d'une manière assez sensible, en particulier par le phénomène de « conductibilité turbulente ».

— La chaleur peut également se propager par *convection thermique*. Ce processus de transfert est bien plus efficace que le précédent. Il existe dans l'atmosphère un certain nombre de cellules dites « cellules thermo-convectives », plus ou moins régulièrement disposées, auxquelles correspond une circulation locale caractérisée par une ascendance dans la partie centrale de la cellule et des descendances latérales : c'est le phénomène de convection thermique.

Grâce aux échanges conductifs et surtout convectifs, l'atmosphère peut « capturer » une partie importante de l'énergie solaire emmagasinée dans le sol. Les océans, qui couvrent, rappelons-le, les 7/10 de la surface de la Terre, sont le siège d'une évaporation intense absorbant une quantité très importante de chaleur qui est entièrement fournie par les surfaces océaniques. La vapeur d'eau ainsi formée se disperse dans l'atmosphère, où elle se condense en libérant la chaleur emmagasinée. Par ce biais, d'importantes quantités de chaleur passent de la surface terrestre dans l'atmosphère, et cela prouve que la plus grande partie de l'énergie accumulée par l'atmosphère provient en fait de son aptitude à capter la vapeur d'eau océanique.

En définitive, les résultats de tous ces échanges de chaleur entre l'atmosphère et son environnement se traduisent par un certain nombre de phénomènes, dont les plus importants sont la *répartition verticale* de la température en un lieu donné et la *répartition méridienne* du bilan des échanges calorifiques dans le système « terre-atmosphère ». Au sujet du premier phénomène, il est possible de mesurer les températures dans les vingt premiers kilomètres de l'atmosphère et de tracer le profil de ces mesures. Il existe un certain nombre de discontinuités du profil vertical de température, ce qui permet de voir que toute l'atmosphère située au-dessous de 10 km est affectée par la convection. En ce qui concerne le deuxième phénomène, des calculs et des mesures effectués sur un méridien permettent de tracer des courbes qui indiquent clairement qu'en moyenne, à longue échéance, l'atmosphère reçoit de son environnement plus d'énergie qu'elle n'en perd dans les régions équatoriale et tropicale, alors qu'au contraire, elle en perd plus qu'elle n'en reçoit au-delà de 40° de latitude. Cela met en évidence qu'il existe une circulation méridienne atmosphérique qui véhicule vers les pôles l'excédent d'énergie emmagasiné dans les régions équatoriale et tropicale.

En conclusion, considéré dans un ensemble, le système « terre-atmosphère » ne peut échanger de l'énergie avec l'espace que sous une forme radiative. Cependant, pour maintenir un équilibre, il existe des transferts de chaleur qui atténuent le réchauffement équatorial et diminuent le refroidissement polaire. Parmi les courants participant efficacement au maintien de l'équilibre, citons :

— les courants de chaleur liés aux mouvements atmosphériques méridiens : les masses d'air chaud venant des régions subtropicales remontent en latitude, tandis que les masses d'air froid d'origine polaire sont entraînées vers les régions tropicales ;

— les courants de chaleur liés aux transports méridiens de vapeur d'eau : la chaleur fournie par les océans chauds par évaporation est libérée dans l'atmosphère aux latitudes plus élevées au moment de la condensation ;

— le courant de chaleur lié aux composantes méridiennes des grands courants marins.

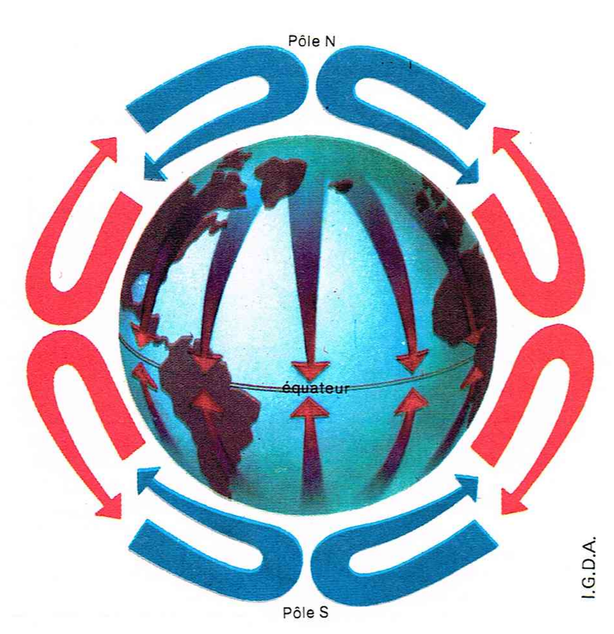
Il est important de souligner que cette répartition thermique est liée à une certaine répartition de la pression atmosphérique, que nous verrons plus loin. On comprend également que toutes les modifications dans les échanges thermiques, ne fût-ce que de faible amplitude, réagissent sur l'évolution des mouvements d'échange.

La thermodynamique de l'atmosphère

Le comportement des particules

Les transformations subies par les particules atmosphériques sont classées en deux types : *transformations isobares,* c'est-à-dire transformations s'effectuant à pression constante, et *transformations adiabatiques,* c'est-à-dire transformations s'effectuant sans échange de chaleur. Ces deux types de transformations sont à la base du processus de condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, condensation qui entraîne la formation des nuages. Le premier type de transformation peut intervenir en dehors des courants de perturbation qui entraînent une grande variation de pression. Le second type de transformation intervient au cours des détentes et des compressions subies par les particules d'air durant leurs mouvements verticaux. Compte tenu de la mauvaise conductibilité thermique des gaz (et de l'air en particulier), on peut considérer que les échanges thermiques au cours de ces mouvements sont négligeables. L'adiabatisme est donc admis pour interpréter des phénomènes atmosphériques associés à des mouvements verticaux. Un mouvement ascendant, en engendrant une détente adiabatique, produit un refroidissement, et, inversement, un mouvement descendant, en engendrant une compression adiabatique, produit un réchauffement.

La variation de la température dans les particules atmosphériques au cours de leur déplacement ne résulte pas de l'établissement d'un quelconque équilibre thermique entre ces particules en mouvement et celles qu'elles rencontrent au cours du déplacement vertical.



On peut chiffrer cette variation de température à partir de la *loi de Joule*

$$dE = C_v dT$$

et de la *relation de Mayer*

$$R = C_p - C_v$$

(où C_v et C_p sont les chaleurs massiques du gaz, respectivement à volume constant et à pression constante), pour une particule d'air sec de masse-unité :

$$dT = \frac{R}{C_p}\frac{T}{P}\,dP + \frac{1}{C_p}\,dQ.$$

Comme les échanges de chaleur sont nuls, $dQ = 0$ (car la détente est adiabatique), et, comme il y a équilibre de pression pour la particule,

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_a}{C_{p_a}} \cdot \frac{dP}{P}.$$

Il apparaît dans les conditions d'expérimentation :

— qu'une détente $dP < 0$ entraîne un refroidissement $dT < 0$,

— qu'une compression $dP > 0$ entraîne un réchauffement $dT > 0$.

$$\int_{T_0}^{T_1} \frac{dT}{T} = \frac{R_a}{C_{p_a}} \int_{P_0}^{P_1} \frac{dP}{P},$$

ce qui donne

$$\log\frac{T_1}{T_0} = \frac{R_a}{C_{p_a}} \log\frac{P_1}{P_0},$$

d'où l'on tire :

$$\frac{T_1}{T_0} = \left(\frac{P_1}{P_0}\right)^{\frac{R_a}{C_{p_a}}}.$$

Cette relation permet de calculer la variation de température.

Si l'on choisit comme pression 1 000 millibars = P_1, on peut définir une température potentielle θ, qui sera la température prise par une particule d'air sec amenée adiabatiquement à ce niveau de pression. La relation précédente devient (températures exprimées en °K) :

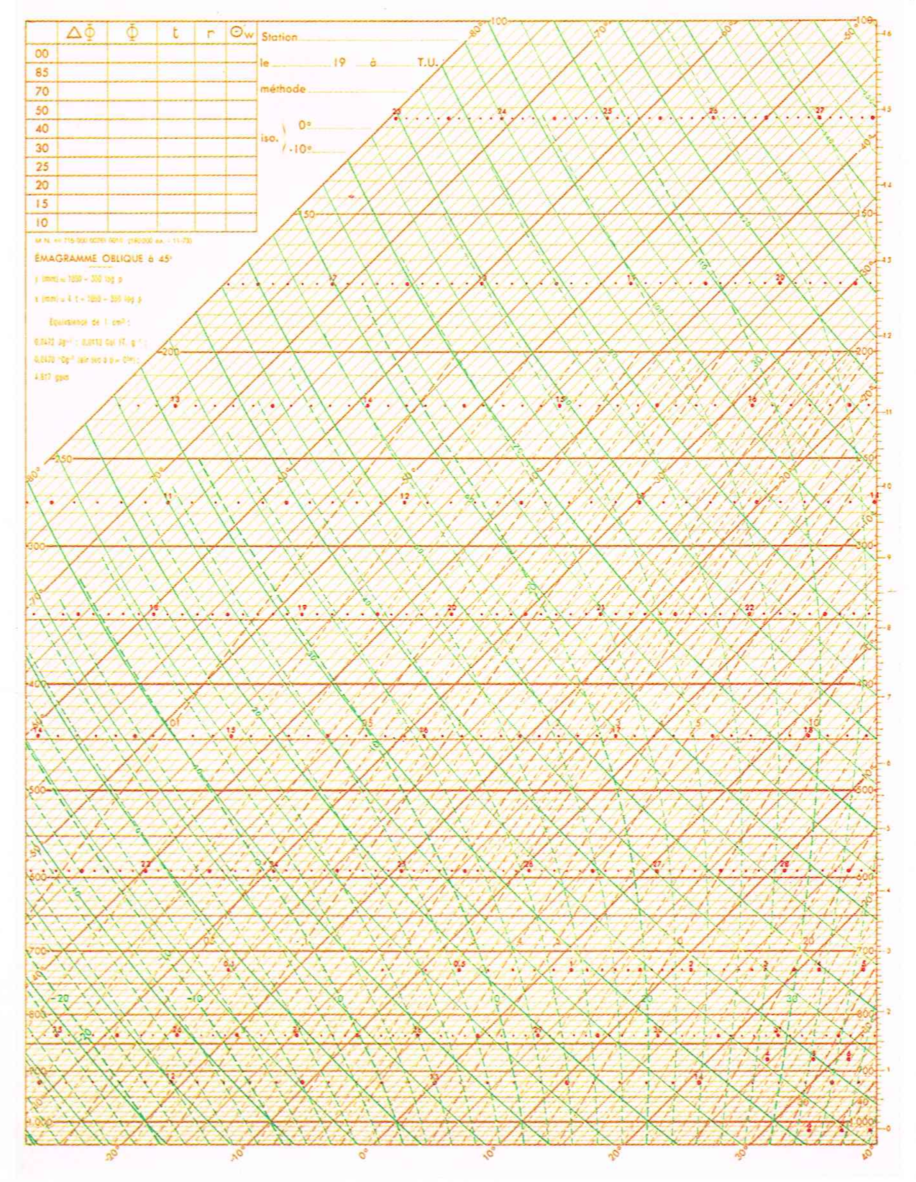
$$\theta = T_0 \left(\frac{1\,000}{P_0}\right)^{\frac{R_a}{C_{p_a}}}.$$

La température potentielle est donc invariable quand la particule subit des évolutions strictement adiabatiques.

On peut effectuer une représentation graphique des transformations en utilisant un système de coordonnées « pression » et « température » dans lequel on peut représenter des transformations isobares (P = constante), isothermes (T = constante) et adiabatiques

$$\left(\theta = T_0 \left(\frac{1\,000}{P_0}\right)^{\frac{R_a}{C_{p_a}}}\right).$$

En fait, on utilise en météorologie un diagramme plus complexe (désigné en France par la référence *émagramme 761*) sur lequel :



▲ ***A gauche, modèle de circulation thermique dans l'hypothèse d'une Terre immobile : en rouge, les masses d'air chaud; en bleu, les masses d'air froid. A droite, l'émagramme 761, que l'on utilise en météorologie.***

— les *lignes isothermes* (transformations isothermes) sont figurées en couleur bistre, en traits continus et inclinés à 45° par rapport à l'horizontale. Cotées en degrés Celsius, elles sont tracées de degré en degré. L'échelle des températures est linéaire;

— les *lignes isobares* sont tracées en couleur bistre, traits continus et horizontaux. Cotées en millibars, elles sont tracées de 10 en 10 millibars entre 1 050 et 200 millibars et de 5 en 5 millibars entre 200 et 100 millibars. L'échelle des pressions est logarithmique de la forme :

$$y = k \log \frac{1\,000}{P}.$$

Cette échelle correspond pratiquement à la répartition verticale de la pression dans l'atmosphère. En effet $dy = -k\,\frac{dP}{P}$. Une variation positive d'ordonnée correspond donc, comme dans l'atmosphère, à une variation négative de pression;

— les *lignes « adiabatiques sèches »* représentent les transformations adiabatiques des particules d'air sec. Elles sont tracées en traits verts continus. Elles passent par les points d'état de pression 1 000 millibars et de température multiple de 5°. Ce réseau permet une détermination graphique immédiate de la température potentielle θ des particules. En considérant ce qui a été dit plus haut, on peut affirmer qu'une adiabatique sèche est une ligne d'égale température potentielle.

▶ ***Représentation graphique de la notion de gradients adiabatiques : en vert, une adiabatique sèche.***

Dans l'atmosphère, l'air n'est en fait jamais sec. Il est le plus souvent mélangé à de la vapeur d'eau non saturée pour former de l'air humide. On définit le rapport de mélange de l'air humide comme étant le rapport $r = \frac{m_v}{m_a}$ en grammes de vapeur d'eau par gramme d'air sec. Ce rapport de mélange peut s'exprimer par rapport à la pression partielle de la vapeur d'eau (e) :

$$r = 0{,}622 \frac{e}{P - e} \quad \text{avec} \quad P_a = P - e.$$

Comme on assimile l'air humide à un gaz parfait, ses paramètres d'état P et T doivent vérifier l'équation d'état :

$$P = \rho_h RT,$$

où ρ_h est la masse volumique de l'air humide. R, qui est une constante dépendant de la nature du gaz, n'a pas de valeur fixe pour l'air humide dont la composition est variable. On doit alors traiter l'air humide comme de l'air sec mais en prenant pour température T la température virtuelle T_v telle que

$$P = \rho_h R_a T_v \quad \text{avec} \quad T_v = \left(\frac{1 + 1{,}608\, r}{1 + r}\right) T.$$

Comme r est petit par rapport à l'unité, on utilise communément la formule :

$$T_v = (1 + 0{,}608\, r)\, T.$$

Si nous examinons maintenant l'adiabatisme de l'air humide, nous démontrons qu'il y a très peu d'écart entre cet adiabatisme et celui de l'air sec. Aussi a-t-on coutume d'utiliser sur l'émagramme 761 les lignes adiabatiques sèches pour représenter aussi bien les transformations adiabatiques des particules d'air sec que celles des particules d'air humide.

L'*air saturé* est défini comme étant un mélange d'air sec et de vapeur d'eau saturante. D'après la définition de la vapeur saturante en météorologie, l'air saturé correspond toujours à l'air nuageux. Quand, dans une particule, la vapeur est saturante, on démontre que cette particule ne peut plus absorber de vapeur d'eau sans changer d'état. On dit alors que l'air est saturé de vapeur d'eau. Le rapport de mélange s'exprime par :

$$r_w = 0{,}622 \frac{e_{w(t_0)}}{P_0 - e_{w(t_0)}}.$$

C'est le rapport de « mélange de saturation ». Ce rapport représente effectivement la masse maximale de vapeur d'eau qu'il est possible d'associer à l'unité de masse d'air sec dans une particule définie dans un état P_0, t_0, r_w étant une fonction de la pression et de la température ; on préfère l'écrire sous la forme :

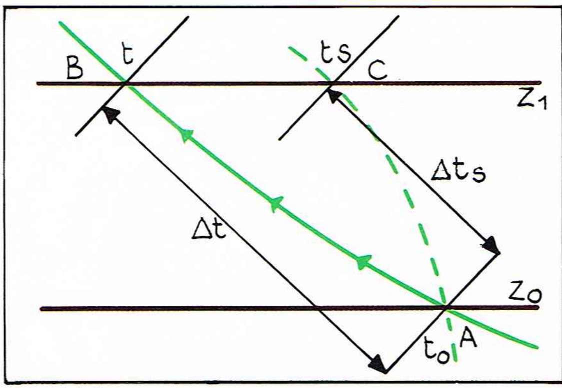
$$r_{w(P,\,t)} = 0{,}622 \frac{e_{w(t)}}{P - e_{w(t)}} \text{ exprimée en g/g.}$$

Nous avons vu que l'air nuageux est toujours de l'air saturé ; il est donc nécessaire de pouvoir estimer la proximité de cet état de saturation. C'est la raison du calcul de l'*humidité relative*, qui permet cette estimation :

$$U\,\% = 100 \frac{e}{e_{w(t)}}.$$

Sur l'émagramme 761, on définit la *saturation* à l'aide de lignes d'égal rapport de mélange de saturation r_w qui sont représentées en lignes tiretées marron, obliques, cotées en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec. Ces lignes font approximativement un angle de 60° par rapport à l'horizontale.

Les transformations adiabatiques de l'air saturé sont très différentes de toutes celles que nous avons vues jusqu'alors. Au cours de ces transformations, le point d'état d'une particule saturée (défini, rappelons-le, par P et t) se déplace sur une courbe particulière appelée *pseudo-adiabatique saturée* ou *pseudo-adiabatique de saturation*. Elles sont représentées sur l'émagramme 761 par des courbes tiretées vertes. Si l'on compare l'évolution de deux particules, l'une humide et l'autre saturée, prises à un même état initial de température et de pression, on s'aperçoit que la même détente adiabatique refroidit moins l'air saturé que l'air humide. En effet, il y a diminution du rapport de mélange dans le cas de la particule saturée. La vapeur d'eau qui disparaît se transforme en eau liquide par condensation. Cette



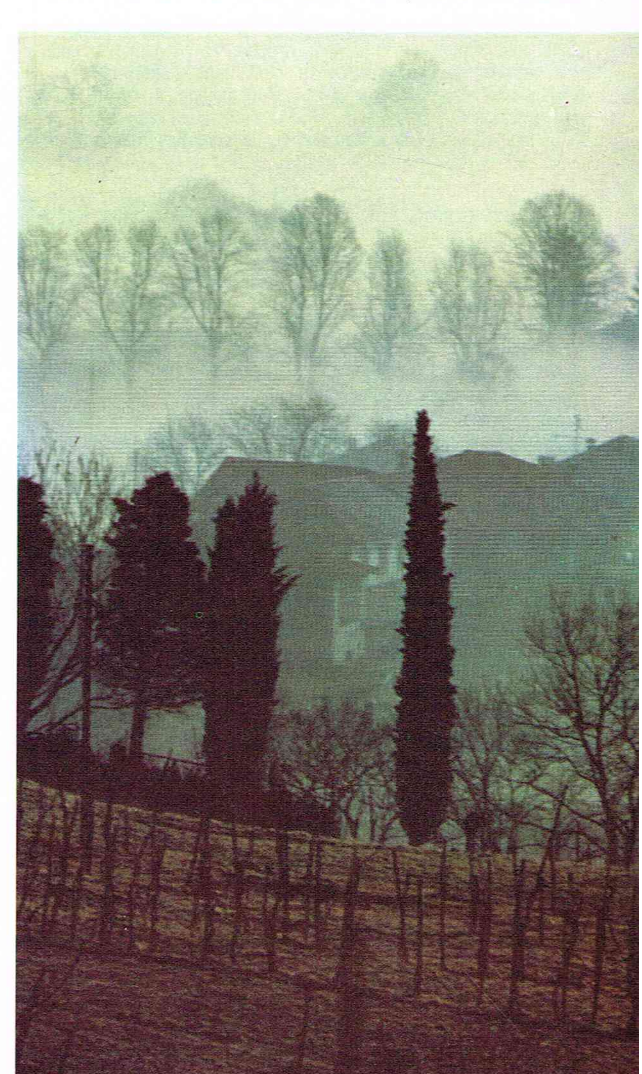
Richard Colin

condensation libère de la chaleur à l'intérieur du système, ce qui atténue le refroidissement provoqué par la détente. C'est pour cela que, sur l'émagramme 761, les pseudo-adiabatiques sont moins inclinées par rapport aux isothermes que les adiabatiques sèches.

Lorsqu'une particule saturée le reste au cours d'une série de transformations uniquement adiabatiques, son point d'état (P, t) se déplace toujours suivant la même ligne pseudo-adiabatique. Chaque fois que cette particule passe par le niveau 1 000 millibars, elle reprend la même température. On appelle cette dernière la *température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé* que l'on désigne par θ'_w.

Enfin, l'on considère également les *« gradients adiabatiques »* qui expriment la rapidité avec laquelle la température varie dans une particule atmosphérique au cours de détentes ou de compressions adiabatiques.

Si l'on considère une particule au niveau Z_0 à la température t_0, et qu'on la soulève jusqu'au niveau Z_1, elle subit une détente adiabatique et se refroidit. Si l'air est sec (ou non saturé), la température finale est t et se déduit de t_0 par un déplacement du point d'état de A en B le long d'une adiabatique sèche jusqu'au niveau Z_1. Si l'air est saturé au niveau Z_0, la température finale est



t_s et se déduit de t_0 par un déplacement du point d'état de A en C le long d'une pseudo-adiabatique jusqu'au niveau Z_1, soit (schéma page ci-contre) :

$$\Delta t = t_0 - t \quad \text{et} \quad \Delta t_s = t_0 - t_s.$$

On désigne sous les noms de :

— *gradient adiabatique sec* le rapport :

$$Y_d = \frac{\Delta t}{\Delta Z};$$

— *gradient adiabatique saturé* le rapport :

$$Y_s = \frac{\Delta t_s}{\Delta Z}.$$

La répartition verticale de la pression est telle que :

$$dP = -\rho g dz.$$

Dans le cas présent, si l'on se place au niveau Z_0 où la pression est P_0 et la température T_0 :

$$\rho = \frac{P_0}{R_a T_0} \qquad dP = -\frac{P_0}{R_a T_0} g dz.$$

Un soulèvement adiabatique dz provoquera au sein de la particule une variation de pression dP qui engendrera une variation de température dT telle que :

$$dT = \frac{R_a}{C_{pa}} \frac{T_0}{P_0} dP$$

$$dT = -\frac{R_a}{C_{pa}} \frac{T_0}{P_0} \frac{P_0}{R_a T_0} g dz = -\frac{g}{C_{pa}} dz,$$

soit :

$$y_d = \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_{pa}}.$$

Au cours de l'ascension, à chaque niveau P où elle parvient, la particule prend en général une température T_p différente de celle T de l'air ambiant. On a alors :

$$dT = \frac{R_a}{C_{pa}} \frac{T_p}{P} dP \qquad \text{avec} \qquad dP = -\frac{P}{R_a T} g dz,$$

soit :

$$dT = -\frac{g}{C_{pa}} \frac{T_p}{P} dz \qquad \text{et} \qquad y_d = -\frac{g}{C_{pa}} \frac{T_p}{T}.$$

Nous avons vu précédemment qu'au cours de détentes adiabatiques, la vapeur d'eau contenue dans l'air saturé se condense. Dans l'atmosphère, à l'origine, les particules ne sont pas saturées. Par un processus thermodynamique, il y a déclenchement de la condensation après saturation des particules. Ce fait fondamental régit en météorologie toutes les formations de nuages et de brouillards se produisant dans une masse initialement claire, c'est-à-dire non saturée. D'une manière générale, on peut dire qu'il y a deux types de processus thermodynamiques capables de provoquer la saturation : le premier conduisant à une décroissance de r_w en maintenant constante la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, le second conduisant à une augmentation de la quantité de vapeur d'eau de l'atmosphère en maintenant constant r_w.

— Sur un émagramme 761, on peut suivre les processus de saturation et de condensation par un *refroidissement de la particule à pression constante* (autrement dit par un refroidissement isobare). Si une particule d'air humide subit un refroidissement isobare, son point d'état (donné par P, t sur l'émagramme n° 1) se déplace sur une même horizontale (même pression) vers la gauche (température décroissante). Dans ce refroidissement, la particule ne connaît aucune variation de son rapport de mélange r, car elle conserve la même quantité de vapeur d'eau. Sur l'émagramme, on remarque cependant que r_w décroît. Après le refroidissement, si l'on calcule r au nouveau point d'état (P, t_1), on s'aperçoit alors que $r = r_w$, donc que la particule s'est saturée. Le point d'état pour lequel la saturation apparaît (ici P, t_1) est le *point de rosée* de la particule dont on peut donner la définition suivante : la température t_d du point de rosée d'une particule d'air humide est la température à laquelle cette particule devient saturée lorsqu'elle subit un refroidissement isobare. Donc, pour une particule humide, son point d'état sur un émagramme est défini par :

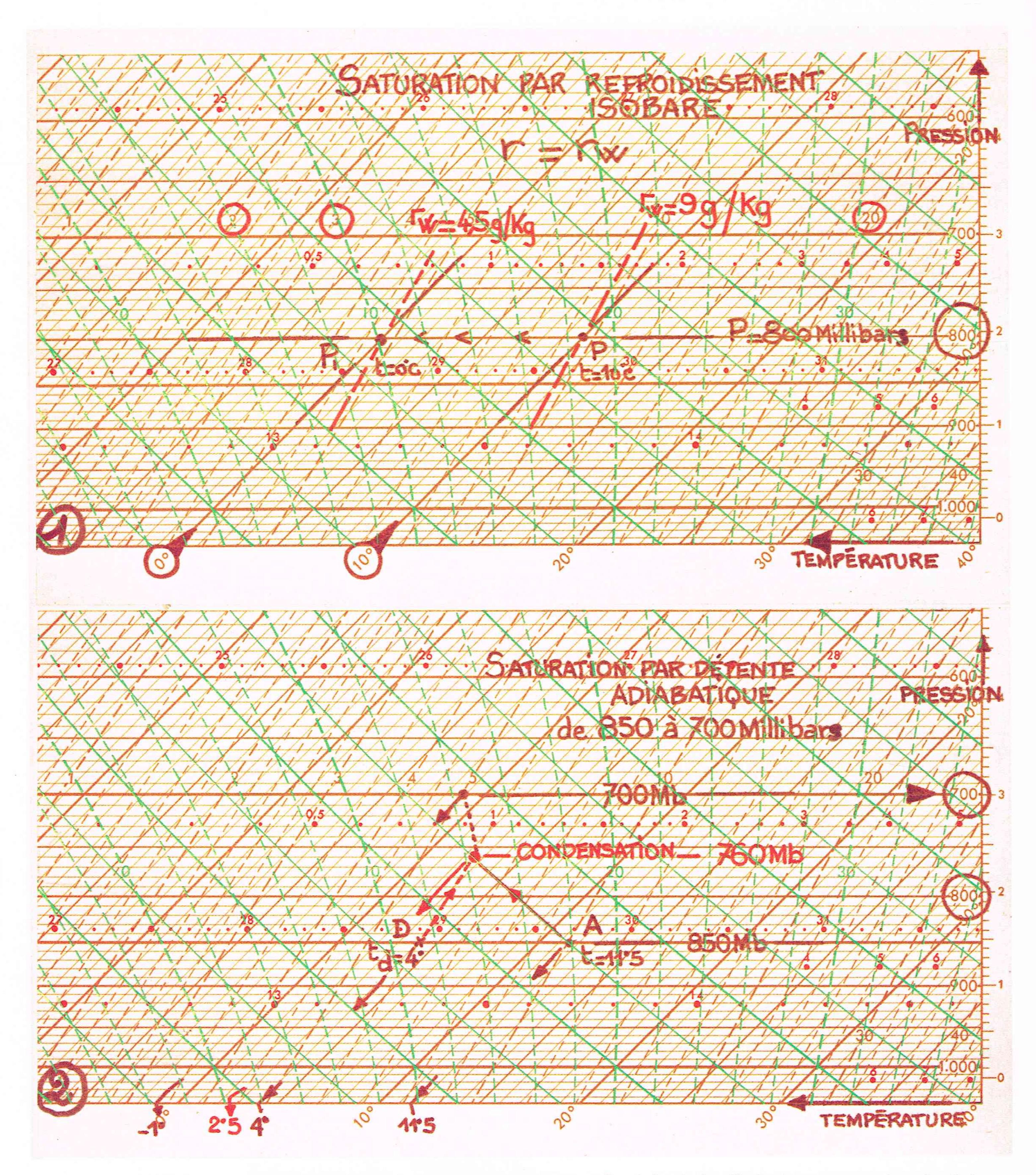
$$r_w(P, t_d) = r, \qquad \text{soit} \qquad e_{w(t_d)} = e.$$

Quand on obtient $t = t_d$, la particule est à la limite de la saturation.

Ostman - S. E. Hedin



◀ ***Formation de bancs de brouillards en Italie septentrionale, en décembre.***



▲ *En haut, émagramme nº 1 : saturation par refroidissement isobare.*

En bas, émagramme nº 2 : saturation par détente adiabatique.

Si le refroidissement isobare se poursuit au-delà de t_d, la capacité maximale en vapeur d'eau exprimée par r_w continue de décroître, et la particule ne peut plus garder en totalité la quantité de vapeur d'eau ; il y a alors *condensation* de la quantité excédentaire. Ce processus de condensation est celui de la formation de la rosée matinale ou des brouillards nocturnes qui portent l'appellation de *brouillards de rayonnement* (pour les distinguer des autres brouillards, formés d'une manière différente).

— La *saturation et la condensation* peuvent intervenir *par détente adiabatique* (émagramme nº 2). Dans ce cas, la particule subit une détente adiabatique en changeant de niveau de pression. Le point d'état qui la représente (P_0, t_0) vient en (P_1, t_1) en suivant une ligne adiabatique sèche,

t_d étant la température du point de rosée correspondant à P_0, t_0. Comme pour le cas précédent, tant que la saturation n'intervient pas, cette transformation ne modifie en rien la composition de la particule d'air humide. On constate une décroissance de r_w alors que r reste inchangé. Au point d'état (P_1, t_1), on peut calculer que $r_w (P_1, t_1) = r_w (P, t_d)$. L'air est saturé. Le point d'état ainsi obtenu (P_1, t_1) est appelé *point de condensation*, dont on peut donner la définition suivante : la température t_c du point de condensation d'une particule d'air humide est la température à laquelle cette particule devient saturée lorsqu'elle subit une détente adiabatique. Pour une telle particule, si le soulèvement et la détente se poursuivent au-delà du niveau de pression du point de condensation, le point d'état (P, t_c) de la particule suit alors la pseudo-adiabatique du point de condensation sur l'émagramme, car il s'agit maintenant d'une particule saturée. Cette nouvelle transformation exige qu'une partie de la vapeur d'eau contenue dans la particule atmosphérique se condense. Dès que la température du point de condensation est atteinte, il y a apparition de gouttelettes d'eau dans l'atmosphère, donc il y a formation de nuages. Le soulèvement de masses d'air peut être synoptique (cas des perturbations atmosphériques) ou local (formation de nuages isolés à fort développement vertical).

— La *saturation* et la *condensation* peuvent se produire *par apport de vapeur d'eau*. Ce phénomène se produit surtout dans les basses couches de l'atmosphère où, par exemple, des particules d'air humide non saturé sont en contact avec de l'eau liquide (cas de formation de brouillard d'évaporation). Tant que e de la particule est inférieur à $e_{w(t_{eau})}$, il y a évaporation, donc apport d'humidité dans la particule. L'évaporation cesse dès que $e = e_{w(t)}$. Pour arriver à saturation, il faut que :

$t_{part.} < t_{eau}$, ce qui entraîne $e_{part.} < e_{w(t_{air})} < e_{w(t_{eau})}$.

Lorsque $e = e_{w(t_{air})}$, la vapeur d'eau est saturante, l'air est saturé, et on a : $e = e_{w(t_{air})} < e_{w(t_{eau})}$.
L'évaporation se poursuit donc, mais, l'air étant saturé, il y a condensation immédiate du supplément de vapeur d'eau, donc formation de gouttelettes d'eau. La saturation et la condensation peuvent encore se produire par mélange et par turbulence.

Par le processus de mélange, on peut théoriquement considérer un mélange « isobare » de particules non saturées. Ce phénomène peut se produire dans la nature, mais il est extrêmement rare et conduit, lorsqu'il se produit, à des condensations de faible importance.

Le processus par turbulence est plus complexe et donne des condensations importantes. Il s'agit bien entendu de turbulence d'origine thermique qui modifie temporairement la répartition verticale de la température et de l'humidité. Si l'air n'est pas saturé, on constate que la turbulence tend à uniformiser les températures potentielles et les rapports de mélange. On observe souvent que, dans la couche considérée, l'action de la turbulence a un effet analogue à un refroidissement au sommet de la couche brassée, et l'on constate une augmentation de r dans cette partie supérieure de la couche. Ce refroidissement et cette augmentation de r peuvent dans certains cas amener la saturation et la condensation.

Comme pour les particules saturées, la notion de température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé θ'_w s'applique également aux particules d'air humide. C'est la température prise par une particule d'air humide amenée à saturation par détente adiabatique, puis maintenue saturée et ramenée adiabatiquement au niveau de pression 1 000 millibars.

Ayant étudié le comportement de la particule, nous allons voir maintenant, à l'échelle plus grande, les évolutions des masses d'air.

Les masses d'air et leur évolution

On admet en général que l'atmosphère n'est pas constituée par une masse fluide parfaitement homogène, mais par un ensemble de parties plus ou moins différenciées les unes des autres appelées *masses d'air*. Il arrive que la différenciation entre deux masses d'air soit tellement importante qu'il se crée une *surface de discontinuité* qui les sépare. En fait, la masse d'air doit souvent son caractère principal à son lieu d'origine. Une masse d'air venant de Sibérie sera évidemment froide, et cet air, au cours de son déplacement, gardera plus ou moins longtemps son caractère d'origine. Mais après un long séjour sur un autre lieu, elle pourra perdre son caractère d'origine pour prendre celui de la zone qui l'aura fortement influencée. Il est donc difficile de caractériser une masse d'air uniquement selon un seul critère. D'une manière idéale, la classification des types de masses d'air devrait s'effectuer au moyen de critères répondant aux conditions suivantes :

— différer d'une masse d'air à une autre ;

— être uniforme dans chacune des masses d'air horizontalement et verticalement ;

— être, pour une masse d'air donnée, très lentement variable dans le temps.

De nombreuses difficultés surgissent pour appliquer intégralement tous ces critères à une masse d'air afin de la caractériser. On a pris l'habitude de caractériser une masse d'air par sa température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé θ'_w. Cette grandeur a l'avantage de se conserver dans les mouvements verticaux adiabatiques ou pseudo-adiabatiques ; θ'_w ne subit des variations que lorsqu'il y a échange de chaleur entre la particule d'air à laquelle elle se rapporte et son milieu ambiant. θ'_w augmente s'il y a apport de chaleur dans la particule (apport sous forme de chaleur réelle ou latente de vaporisation) ; θ'_w diminue lorsque la particule cède de la chaleur au milieu ambiant. L'analyse de l'évolution des masses d'air a pour principale règle qu'à tout changement important de type de masse d'air correspondent des discontinuités de θ'_w.

Évolution d'une masse d'air par refroidissement à la base

Si une masse d'air se trouve en contact avec une surface terrestre froide, en l'absence de vent, il s'établit un transfert de chaleur dans le sens air-sol. Ce transfert se produit uniquement par conduction et rayonnement puisqu'en l'absence de mouvement (vent), la convection est nulle. Le refroidissement de la masse d'air par la base a pour effet de diminuer la θ'_w, surtout dans les basses couches de l'atmosphère. S'il y a du vent, l'agitation turbulente a un double effet : d'une part, elle rend plus épaisse la couche refroidie, et, d'autre part, elle limite le refroidissement des basses couches de l'atmosphère. Dans ce cas, la décroissance de la θ'_w est moins grande que précédemment.

Il faut remarquer qu'en hiver, les masses d'air situées sur les continents très froids se refroidissent beaucoup par leur base. Le phénomène devient alors important et durable. Les masses d'air qui présentent cette particularité sont appelées *radiatives*. On les classe dans le *type R* pour rappeler que le rayonnement du sol est le principal facteur responsable de ce phénomène.

Évolution d'une masse d'air par réchauffement à la base

Si une masse d'air froid se trouve en contact avec une surface terrestre chaude, il s'établit cette fois un flux de chaleur dans le sens sol-atmosphère. A l'origine, le transfert de chaleur se produit, comme pour le cas précédent, par rayonnement et par conduction. On observe dans ce cas une élévation de température ainsi que de θ'_w dans les basses couches. Mais on constate également une très rapide décroissance des températures et des θ'_w avec l'altitude. A ce profil type correspond, comme nous le verrons plus loin, un équilibre vertical instable. Une convection thermique, liée à ce type d'équilibre instable, apparaît rapidement. L'apport de chaleur augmente très rapidement avec le jeu du brassage des basses couches. Les masses d'air présentant ce type de particularités sont dites *convectives du type C*. On les rencontre dans les invasions froides sur sol relativement chaud ou sur les océans.

Il est nécessaire, dans ce type de masse d'air, de considérer son évolution diurne en fonction des variations diurnes de la température en surface. Contrairement au refroidissement nocturne, qui stabilise les basses couches, le réchauffement à la base d'une masse d'air accroît l'instabilité qui favorise la propagation de la chaleur en altitude et, par là même, l'extension de l'instabilité en altitude. Un sondage nocturne en température et humidité met souvent en évidence une inversion de basses couches, marquant en fait le refroidissement nocturne du sol. Ce type de structure thermique se classe en *type convectif avec inversion nocturne, type Ci*.

▶ *Évolution cinématique d'une masse d'air.*



C. Fons

En hiver, lorsque le refroidissement l'emporte sur le réchauffement, l'inversion nocturne ne disparaît pas au cours de la journée. Comme, chaque nuit suivante, le refroidissement s'accentue dans les basses couches, la masse d'air évolue assez rapidement vers le type radiatif.

Évolution cinématique d'une masse d'air

Lorsqu'une masse d'air se déplace sur une surface terrestre ou marine dont la température est voisine de la sienne, les échanges de chaleur s'effectuant dans le système terre-atmosphère sont faibles et souvent lents. Pourtant la masse d'air peut continuer à évoluer par elle-même en puisant de la chaleur par transfert interne d'une couche à une autre. Cette évolution est en général dirigée par les mouvements verticaux (ascendants ou descendants). On désigne ce type de masse d'air sous le qualificatif de *cinématique de type K,* car toutes les évolutions qu'elle subit sont d'origine cinématique (la lettre *K*, qui provient du radical grec de cinématique, a été conservée pour éviter toute confusion avec le type C).

Les mouvements ascendants synoptiques provoquent, au sein de la masse d'air, une augmentation de l'humidité relative qui peut aboutir dans certains cas à la saturation de la masse d'air et également à un renforcement considérable de l'instabilité. En conséquence, les sondages de ce type de masse d'air seront caractérisés par des courbes d'état et du thermomètre mouillé très voisines (ce qui matérialise la grande humidité de l'air) et par des tranches saturées pour lesquelles les deux courbes seront confondues.

La subsidence a les conséquences inverses : diminution de l'humidité relative avec, dans certains cas, désaturation de l'air et dissipation des nuages. La subsidence engendre un renforcement général de la stabilité. Tout cela se traduit sur un sondage par l'écartement de plus en plus grand entre la courbe d'état et la courbe du thermomètre mouillé. Souvent, il apparaît sur les deux courbes une discontinuité qui correspond à une inversion : c'est la surface de subsidence, véritable couvercle qui freine tous mouvements convectifs pouvant prendre naissance au-dessous d'elle. Une masse d'air qui présente ces caractéristiques est dite *cinématique divergente type Kd.*

Si la masse d'air est le siège de mouvements convectifs importants, le brassage qui en résulte a pour conséquence le mélange vertical des différentes couches et la répartition uniforme de la chaleur. Cela se traduit par une homogénéisation au sein de la masse d'air des θ'_w, et la courbe bleue des sondages prend alors l'allure d'une pseudo-adiabatique saturée. On remarque également une décroissance très régulière de la température. Une telle masse d'air se classe dans la catégorie *cinématique de mélange type Km.*

Bien sûr, ce classement est assez grossier. Aussi est-il nécessaire de prévoir un certain nombre de variantes pour affiner la classification. Les principales variantes que l'on trouve fréquemment sont :

— les *masses d'air du type Cc,* qui présentent un réchauffement par la base, associé à une ascendance synoptique importante ; le type C*c* (convectif convergent) réunit à la fois les caractères des masses d'air du type C et du type K*c*. Ce type de masse d'air est très instable dans les basses couches. Par suite de l'ascendance, la saturation sera atteinte aux niveaux moyens et supérieurs, ce qui favorisera le développement de puissants nuages à extension verticale importante, générateurs de violents orages ;

— les *masses d'air du type Cd,* qui présentent un réchauffement par la base associé à une subsidence ; le type C*d* (convectif divergent) se caractérise par une instabilité dans les basses couches, due au réchauffement à la base, et par la présence d'une surface de subsidence qui bloque tous les mouvements convectifs prenant naissance dans les basses couches ; en l'absence de soulèvement synoptique ou de subsidence, l'air convectif est dit *normal du type Cn.*

Nous avons vu que le refroidissement des basses couches entraîne des modifications dans la structure verticale. La présence d'une inversion nocturne de température appelée à disparaître au cours de la matinée suivante se signale par un indice *i*. Un refroidissement temporaire peut se produire si la masse d'air se déplace sur une surface froide. La turbulence engendrée favorise le transfert de chaleur vers le bas. On note ce refroidissement par l'indice *r*.

Sur l'Europe, nous trouvons différents types de masses d'air, que l'on a coutume de classer en grands groupes en fonction de leur lieu d'origine.

— Les *masses d'air « arctique »* ou *« polaire »*, comme leur nom l'indique, viennent des latitudes les plus septentrionales. C'est donc de l'air très froid et très sec, du type radiatif. De temps à autre, ces masses d'air s'écoulent vers des latitudes plus méridionales. Elles sont responsables des invasions froides hivernales sur l'Europe occidentale, qui se produisent soit par régime de nord, soit par régime de nord-est et parfois d'est. Suivant la trajectoire de l'air, on peut avoir une évolution assez marquée, surtout si cet air s'écoule sur une surface océanique. Dans ce cas, il se réchauffe par la base et s'humidifie. On classe alors cet air polaire dans la *catégorie polaire maritime mP*. Par contre, si la trajectoire de l'air s'effectue uniquement sur une surface continentale (cas de la circulation d'est hivernale sur l'Europe), il garde ses caractéristiques d'origine : il est très froid, très sec, du type radiatif. On classe ce type d'air en *catégorie polaire continentale cP.*

— Les *masses d'air « tropicales »* ont leur origine dans les zones tropicales. Elles sont constituées par de l'air chaud plus ou moins humide. Lorsqu'elles se déplacent sur une surface océanique, elles sont du *type tropical maritime,* avec une structure de *type Kd* ou *Cd*. Entraînées par les courants aériens vers les latitudes plus septentrionales, une modification de structure les transforme en *type Km*. En été, ces masses d'air se réchauffent à nouveau sur les surfaces continentales et deviennent instables *(type C).*

L'équilibre atmosphérique

Nous avons vu dans les chapitres précédents l'évolution de chaque élément qui caractérise une masse d'air. Nous allons voir dans ce chapitre, d'une manière plus détaillée, la répartition verticale dans l'atmosphère de chaque paramètre caractéristique, cette répartition déterminant en fait ce que l'on appelle l'équilibre atmosphérique.

L'atmosphère étant un fluide, on peut lui appliquer le principe fondamental de l'hydrostatique concernant les variations de pression en fonction de la variation de profondeur (donc dans l'atmosphère, en prenant un système de coordonnées adéquates, la variation d'altitude) :

$$dP = \rho g dz \text{ ou } \overrightarrow{\text{grad}}\, P = \frac{dP}{dz} = \rho g.$$

Cela signifie que le vecteur $\overrightarrow{\text{grad}}\, P$ (gradient de pression) est partout vertical, dirigé vers le bas, et son intensité est ρg. Cette relation exprime l'équilibre hydrostatique du fluide atmosphérique au repos. Dans ce système en équilibre, deux forces interviennent : la résultante des forces de pression $\overrightarrow{F_p}$ et le poids P du fluide atmosphérique. La force $\overrightarrow{F_p}$ est la résultante de forces perpendiculaires aux surfaces sur lesquelles elles s'exercent. Elle est donc verticale et perpendiculaire aux surfaces isobares (surfaces pour lesquelles la valeur de la pression est la même). Elle est dirigée vers le haut (c'est-à-dire vers les pressions décroissantes) et est opposée au vecteur $\overrightarrow{\text{grad}}\, P$. $\overrightarrow{F_p} = -\frac{m}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}}\, P$ représente la valeur de l'intensité du vecteur $\overrightarrow{F_p}$. Mais l'atmosphère n'est pas un fluide que l'on peut considérer comme étant au repos. Les surfaces isobares sont plus ou moins inclinées. Aussi la relation $\overrightarrow{F_p} = -\frac{m}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}}\, P$, qui est l'expression vectorielle de la formule précédente, peut se projeter sur un système d'axes orthogonaux pris dans un plan horizontal et un plan vertical.

$\overrightarrow{F_{P_h}} = -\frac{m}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}_h}\, P$ représente cette projection dans le plan horizontal et

$\overrightarrow{F_{P_v}} = -\frac{m}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}_v}\, P$ est celle selon la verticale.

$\overrightarrow{F_{P_h}}$ est perpendiculaire aux lignes isobares du plan horizontal dirigées vers les basses pressions et a pour valeur $\overrightarrow{F_{P_h}} = -\frac{m}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta l}$, ΔP étant la différence de pression entre deux lignes isobares séparées par une distance horizontale Δl.

$\overrightarrow{F_{P_v}}$ est dirigée vers les basses pressions et a pour valeur $\overrightarrow{F_{P_v}} = -\frac{m}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta z}$, où Δz est la distance verticale qui sépare deux surfaces isobares dont les cotes diffèrent de ΔP.

En fait, malgré les mouvements de l'atmosphère, on peut considérer que l'équilibre vertical est réalisé au sein du fluide atmosphérique. La relation d'équilibre traduisant ce fait, pour l'atmosphère, s'exprime alors par $dP = -\rho g dz$. En considérant l'équation d'état de l'air atmosphérique, l'équilibre peut se traduire par l'équation :

$$dz = -\frac{R_a}{g} T_v \frac{dP}{P},$$

ce qui permet de calculer immédiatement le gradient vertical de la pression :

$$\overrightarrow{\text{grad}_v}\, P = \frac{dP}{dz} = \frac{-g}{R_a} \frac{P}{T_v}.$$

En météorologie, on doit connaître le champ de pression à tous les niveaux, ce qui implique une correspondance entre la pression et l'altitude par une loi de variation de la forme $z = f(P)$. La formule de Laplace nous donne cette relation pour l'atmosphère dite « atmosphère type ». Les hypothèses de base pour établir cette formule consistent à considérer l'accélération de la pesanteur comme constante entre deux niveaux de pression et à définir la température virtuelle selon une verticale comme une fonction logarithmique de la pression, de la forme : $T_v = k \text{ Log } P$ (k étant une constante). Compte tenu de ces hypothèses, on effectue l'intégration de la relation :

$$dz = -\frac{R_a}{g} T_v \frac{dP}{P},$$

soit :

$$\int_{z_0}^{z} dz = -\frac{R_a}{g} \int_{T_{v0}}^{T_v} T_v \, dT_v,$$

ce qui donne en passant par la deuxième hypothèse :

$$z - z_0 = 67{,}445\, T_{v_m} \log \frac{P_0}{P},$$

où T_{v_m} représente la température virtuelle moyenne de la couche d'atmosphère comprise entre les cotes z et z_0.

En météorologie, on utilise également cette formule de Laplace pour effectuer la réduction de pression au niveau de la mer. Cette opération consiste, connaissant la pression au niveau z du point d'observation, à calculer la pression qu'aurait effectivement ce point d'observation s'il était situé au niveau de la mer. C'est cette pression qui figure sur les cartes météorologiques dressées pour la surface du globe.

L'hypothèse qui consiste à considérer g constant est assez grossière, et on peut s'affranchir de cette hypothèse en faisant appel à la notion de géopotentiel. Si l'on exprime le travail élémentaire d'une particule m soulevée d'une hauteur dz, on a $dw = m \cdot g dz$. Le travail fourni par unité de masse constitue une caractéristique bien définie de la couche d'épaisseur dz. On l'appelle *différence de géopotentiel* entre les niveaux z et $z + dz$, et on l'exprime par la formule :

$$d\Phi = \frac{dw}{m} = g dz$$

(en joules par kg ; équation aux dimensions : $[L^2 T^{-2}]$). Le géopotentiel s'obtient par intégration $\Phi = \int_0^z g dz$. Si on utilise l'unité pratique qui est le *mètre géopotentiel* (mgp) correspondant à 9,8 joules/kg et que l'on désigne par Z ce géopotentiel exprimé en mètres géopotentiels, on obtient :

$$d\Phi = g dz = G dZ,$$

où G vaut 9,8.

Dans ce cas, l'équilibre statique précédemment évoqué s'écrit : $dP = -\rho G dZ$, ou encore, en utilisant la température virtuelle,

$$dZ = -\frac{R_a}{G} T_v \frac{dP}{P}.$$

Dans le chapitre relatif aux masses d'air, nous n'avons évoqué que la classification et l'évolution des différents types de masse d'air. Nous allons voir maintenant, pour une même masse d'air, le problème de la stabilité et de l'instabilité verticales. Ces dernières se définissent par rapport à la mécanique classique : l'équilibre est stable si toute particule d'air atmosphérique déplacée verticalement (quel que soit le sens) de son point d'équilibre tend à y revenir sans qu'aucune impulsion intervienne. On dit qu'il y a *stabilité*. Si, au contraire, la particule tend, après le déplacement, à s'éloigner de plus en plus de son point initial, on dit qu'il y a *instabilité*. Enfin, si, pour de petites perturbations verticales, on observe une stabilité de la particule tandis que, pour de plus grandes perturbations, on observe une instabilité, on définit ce que l'on appelle l'*instabilité sélective*. Nous allons voir en détail ce que représentent ces notions pour une particule de l'atmosphère, et les conséquences que cela représente dans la schématisation de l'atmosphère en un point sur un émagramme 761.

Considérons une tranche d'atmosphère prise entre deux niveaux définis par leur pression P_0 et P_1 et leur température T_0 et T_1. L'équilibre de cette tranche s'exprime, comme nous l'avons vu, par $\overrightarrow{F_{P_v}} + \overrightarrow{P} = 0$, où $\overrightarrow{P}$ représente le poids, $\overrightarrow{P} = m\overrightarrow{g}$. Pour une particule de cette tranche d'atmosphère, l'équation d'état se traduit par :

$$P_0 V_0 = m R_a T_0,$$

d'où :

$$m = \frac{P_0 V_0}{R_a T_0}.$$

Au niveau initial, l'équilibre se traduit par :

$$\left|\overrightarrow{F_{P_v}}\right| = \left|\overrightarrow{P}\right| = \frac{P_0 V_0}{R_a T_0} g.$$

Si l'on soulève la particule jusqu'au niveau P_1, on aura :

$$P_1 V_p = m' R_a T_1,$$

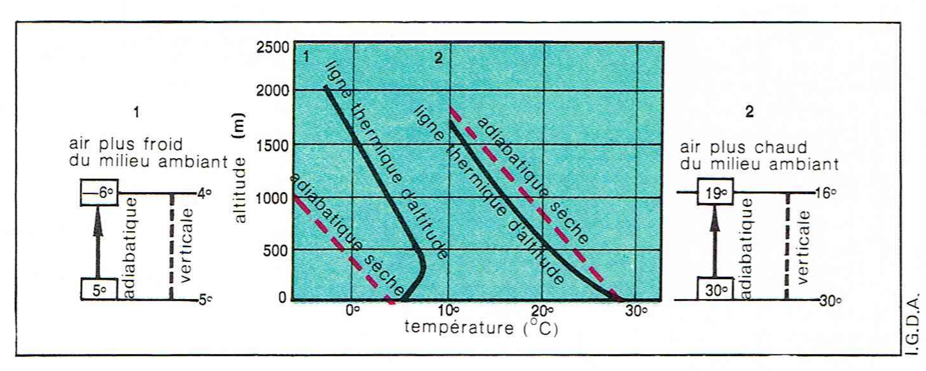
d'où :

$$m' = \frac{P_1 V_p}{R_a T_1}.$$

L'équilibre vertical s'exprime alors par :

$$F_a = m' g = \frac{P_1 V_p}{R_a T_1} g.$$

Faisons le rapport des forces $\frac{\overrightarrow{F_a}}{\overrightarrow{P}}$.



▲ **Stabilité et instabilité de l'air :** ***l'air est stable (1) quand le gradient thermique vertical ne dépasse pas le gradient adiabatique sec; dans le cas contraire, l'air est instable (2).***

Si ce rapport est supérieur à 1, la résultante des deux forces est dirigée nécessairement vers le haut, donc il y a instabilité. Si ce rapport est inférieur à 1, la résultante est alors dirigée vers le bas, donc il y a stabilité. Si ce rapport est égal à 1, il y a équilibre indifférent.

Voyons la représentation graphique de ces phénomènes sur un émagramme 761, c'est-à-dire l'application aux masses d'air des critères de stabilité ou d'instabilité. Dans le cas de l'atmosphère non saturée, il s'agit en fait de comparer la température T_1 du sommet d'une couche déterminée d'atmosphère à la température T_2, prise par une particule qui a été soulevée adiabatiquement depuis la base de la couche sans qu'il y ait au cours de ce soulèvement saturation de la particule.

Si $T_2 > T_1$, il y a *instabilité*. On obtient sur l'émagramme une courbe d'état (courbe reliant les températures) inclinée sur la gauche de la courbe adiabatique sèche issue du point d'état de la particule située à la base de la couche. Cette configuration traduit bien une décroissance verticale de la température potentielle de bas en haut de la couche, donc $\theta_2 > \theta_1$.

Si $T_2 < T_1$, il y a *stabilité*. La courbe d'état est alors inclinée sur la droite de la courbe adiabatique sèche issue du point d'état de la particule située à la base de la couche. Il y a croissance de la température potentielle, donc $\theta_2 < \theta_1$.

Cela nous conduit à retenir comme règle que, si, dans une couche non saturée, θ croît de la base au sommet, il y a stabilité. Si θ décroît, il y a instabilité.

Dans le cas où l'atmosphère est saturée, il suffit, dans le raisonnement précédent, de considérer, à la place de θ, θ'_w, la température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé. Si θ'_w croît dans une couche saturée, il y a stabilité verticale, et, si θ'_w décroît, il y a instabilité. Si l'on tient compte maintenant à la fois des variations verticales de θ tandis que l'air n'est pas saturé et des variations verticales de θ'_w quand l'air est saturé (pour saisir les phénomènes qui, en réalité, dans l'atmosphère, ne se passent pas à l'échelle de la particule mais à l'échelle synoptique), on obtient les règles suivantes pour une atmosphère dont les différentes couches ne sont pas initialement saturées :

— θ et θ'_w croissent : il y a *stabilité absolue ;* la couche absolument stable s'oppose aux mouvements verticaux de petite échelle.

— θ croît et θ'_w décroît : il y a *instabilité* dite *convective*. Si la courbe d'état de la couche est située à droite de la pseudo-adiabatique issue du point d'état situé en bas de la couche, on a une *instabilité convective latente (ICL)*. Cela veut dire que l'instabilité n'est pas possible dans l'état initial de la couche. Si la courbe d'état est située à gauche de la pseudo-adiabatique issue du point d'état de la base de la couche, on a une *instabilité convective et sélective (ICS)*. Cela veut dire que, malgré la stabilité initiale de la couche, l'instabilité est possible pour certaines particules qui subissent une ascendance forcée suffisamment importante.

— θ et θ'_w décroissent : il y a *instabilité absolue ;* dans cette couche, les mouvements verticaux se développent spontanément et s'amplifient.

— θ décroît et θ'_w croît : il y a *instabilité sèche ;* la saturation de la couche fait disparaître l'instabilité.

Tout cela permet de déterminer, en fonction des critères de stabilité et d'instabilité, des règles empiriques qui permettent de trouver, à partir des radio-sondages de l'atmosphère, les différents types de nuages que l'on peut avoir.

La mécanique de l'atmosphère

L'atmosphère étant un fluide, on peut lui appliquer les principes de la mécanique des fluides. Pour établir l'équation générale du mouvement, nous allons examiner les différentes forces en présence appliquées à un point de l'atmosphère situé à la latitude Φ.

— La *résultante des forces de pression* $\vec{F_p} = -\frac{1}{\rho}\,\overrightarrow{\text{grad}}\,P$ peut se décomposer dans un système rectangulaire de 3 axes suivant les valeurs :

$$\vec{F_{Px}} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x},\quad \vec{F_{Py}} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y},\quad \vec{F_{Pz}} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z}.$$

Sur les axes x et y, on obtient la composante horizontale de $\vec{F_{Ph}}$, tandis que, sur l'axe z, on obtient la composante verticale.

— Le *poids,* force verticale dirigée vers le bas, peut être assimilé à un vecteur $\vec{g}$ de composantes 0 sur x et y et de composante $-g$ sur z.

— La *résultante des forces de frottement* $\vec{F_f}$ se décompose en $\vec{F_{fx}}$, $\vec{F_{fy}}$, $\vec{F_{fz}}$.

— La *force d'inertie de Coriolis* $\vec{F_c}$ est introduite du fait de la rotation de la Terre sur elle-même. Rappelons que cette force s'applique à tous les corps en mouvement par rapport à la surface du globe. La force de Coriolis s'exprime par $\vec{F_c} = -2\,\vec{\Omega}\wedge\vec{V}$, avec $\Omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}$ radian/seconde puisque $\vec{\Omega}$ est le vecteur rotation instantanée de la Terre ; $\vec{V}$ est le vecteur vitesse de déplacement par rapport à la Terre (pour l'atmosphère, c'est en fait la vitesse du vent). Les composantes de $\vec{\Omega}$ sont :

$$\vec{\Omega_x} = 0,\qquad \vec{\Omega_y} = \Omega\cos\Phi,\qquad \vec{\Omega_z} = \Omega\sin\Phi.$$

Les composantes de $\vec{V}$ sont sur x : u, sur y : v, sur z : w (u et v sont les composantes de $\vec{V_h}$, c'est-à-dire le vecteur vitesse projeté dans le plan horizontal). En définitif, $\vec{F_c}$ a pour composantes :

$$\vec{F_{cx}} = -2\,\Omega\,(w\cos\Phi - v\sin\Phi)$$
$$\vec{F_{cy}} = -2\,\Omega\,u\sin\Phi$$
$$\vec{F_{cz}} = 2\,\Omega\,u\cos\Phi.$$

Toutes ces forces donnent une accélération $\vec{r} = \frac{\vec{dv}}{dt}$, et l'on peut écrire :

$$\vec{F_p} - \vec{g} + \vec{F_f} + \vec{F_c} = \vec{r} = \frac{\vec{dv}}{dt}$$

pour une masse unitaire. Cette équation, qui est l'équation du mouvement, peut se projeter sur les 3 axes suivant les composantes :

selon Ox
$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} - 2\,\Omega\,(w\cos\Phi - v\sin\Phi) + F_{fx}$$
selon Oy
$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial y} - 2\,\Omega\,u\sin\Phi + F_{fy}$$
selon Oz
$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} + 2\,\Omega\,u\cos\Phi + F_{fz} - g.$$

Le mouvement horizontal a pour équation :

$$\frac{d\vec{V_h}}{dt} = \vec{F_{ph}} + \vec{F_{ch}} + \vec{F_{fh}}.$$

L'équation du mouvement selon la verticale peut s'exprimer par :

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z} - g = 0,$$

car, en comparant les ordres de grandeur de tous les termes, $\frac{dw}{dt}$ apparaît négligeable pour l'atmosphère ainsi que la composante verticale de la force de Coriolis et la composante verticale des forces de frottement. L'équation précédente exprime l'équilibre statique dans l'atmosphère, et nous avons vu précédemment qu'une des conséquences de cette équation d'équilibre est la correspondance pression-géopotentiel exprimée par la

formule de Laplace. On peut donc utiliser la pression comme coordonnée verticale dans le mouvement, à la place du géopotentiel. On obtient ce que l'on appelle alors la *coordonnée pression* qui peut se justifier en météorologie, car tous les niveaux atmosphériques sont repérés par leur pression. Pour un point quelconque de l'atmosphère, les coordonnées sont exprimées par x, y, Z (ou par x, y, P). Pour toute valeur A variable avec le temps, on peut écrire la relation $A = f(x, y, Z, t)$ ou en utilisant la coordonnée pression $A = f_1(x, y, P, t)$. Toute variation dA de la variable peut se calculer à partir des fonctions $f(x, y, Z, t)$ et de $f_1(x, y, P, t)$. On démontre qu'il existe un certain nombre de relations entre des dérivées partielles de ces deux fonctions, dont les plus remarquables sont les suivantes :

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_{y,Z,t} = \rho G \left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)_{y,P,t}$$

et :

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_{x,Z,t} = \rho G \left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)_{x,P,t};$$

$\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_{y,Z,t}$ et $\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_{x,Z,t}$ sont les composantes du vecteur gradient horizontal de pression $\overrightarrow{\text{grad}_h}\ P$ que nous avons vu dans les chapitres précédents.

$\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)_{y,P,t}$ et $\left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)_{x,P,t}$ sont les composantes du vecteur gradient isobare de géopotentiel $\overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z$ vu également précédemment.

Vectoriellement, les deux équations précédentes peuvent se résumer ainsi :

$$\overrightarrow{\text{grad}_h}\ P = \rho G\ \overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z.$$

Ces deux vecteurs sont colinéaires et ont le même sens.

En coordonnées pression, la vitesse verticale $w = \frac{dZ}{dt}$ est définie par $\omega = \frac{dP}{dt}$. C'est alors, ainsi exprimée, la vitesse de variation de la pression que subissent les particules lors de leur déplacement. Il existe une relation approximative entre ces deux valeurs telle que :

$$\omega \# -\rho G w.$$

Il faut remarquer que les mouvements ascendants entraînent $w > 0$ mais $\omega < 0$, et inversement. Toujours en considérant la coordonnée pression, on peut réécrire les équations d'évolution précédentes. On obtient :

$$\frac{dA}{dt} = \left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_p + \left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_p \frac{dx}{dt} + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)_p \frac{dy}{dt} + \left(\frac{\partial A}{\partial P}\right) \frac{dP}{dt},$$

l'indice p indiquant que la dérivée partielle se prend par rapport à la pression.

$$\frac{dA}{dt} = \left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_p + u \left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_p + v \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)_p + \omega \frac{\partial A}{\partial P}.$$

On obtient ainsi la dérivée d'évolution de la variable A prise par rapport au temps. Au point de coordonnées x, y, P, la valeur de $\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_p$ est de :

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_p = \frac{dA}{dt} - \left[u\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_p + v\left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)_p\right] - \omega \frac{\partial A}{\partial P}.$$

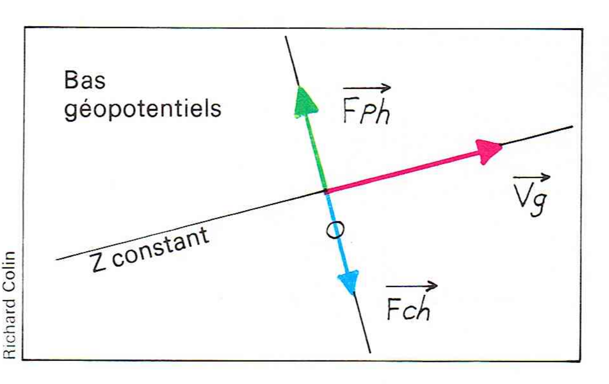
La quantité entre crochets est appelée *advection isobare* de A. Elle vaut $-\overrightarrow{V_h} \cdot \overrightarrow{\text{grad}_p}\ A$, où $\overrightarrow{V_h}$ est le vecteur composante horizontale du vent et où $\overrightarrow{\text{grad}_p}\ A$ est le vecteur « gradient isobare » de A. $-\omega \frac{\partial A}{\partial P}$ est l'*advection verticale* de A.

Le mouvement horizontal décrit par l'équation vectorielle

$$\frac{\overrightarrow{dV_h}}{dt} = \overrightarrow{F_{Ph}} + \overrightarrow{F_{ch}} + \overrightarrow{F_{fh}}$$

se décompose suivant Ox et Oy en deux équations algébriques que nous avons vues plus haut. Si on se place hors de la couche de frottement, les composantes du vecteur $\overrightarrow{F_{fh}}$ sur Ox et Oy sont nulles. Dans ce cas, $\overrightarrow{F_{Ph}}$ peut s'écrire :

$$\overrightarrow{F_{Ph}} = -\frac{1}{\rho}\ \overrightarrow{\text{grad}_h}\ P = -G\ \overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z.$$



◀ ***Représentation graphique de l'hypothèse géostrophique.***

Donc $\overrightarrow{F_{Ph}}$ est une force perpendiculaire aux lignes isohypses (lignes d'égal géopotentiel) et proportionnelle au gradient $\frac{\Delta Z}{\Delta l}$. Compte tenu des approximations que l'on peut faire, $\overrightarrow{F_{ch}}$ a des composantes valant sur

$Ox : +2\,\Omega\, v \sin\Phi$ et sur $Oy : -2\,\Omega\, u \sin\Phi$

ou d'une manière plus simple fv et $-fu$; f est appelé « paramètre de Coriolis ». Il est positif dans l'hémisphère Nord et négatif dans l'hémisphère Sud. On pose habituellement $f = 2\,\Omega \sin\Phi$. Dans ce cas,

$$\overrightarrow{F_{ch}} = -f\,(\vec{k} \wedge \overrightarrow{V_h}),$$

ce qui signifie que $\overrightarrow{F_{ch}}$ est perpendiculaire à $\overrightarrow{V_h}$. Il est, dans l'hémisphère Nord, orienté vers la droite de $\overrightarrow{V_h}$, et, inversement, dans l'hémisphère Sud, il est orienté vers la gauche de $\overrightarrow{V_h}$. Dans l'équation vectorielle, $\frac{\overrightarrow{dV_h}}{dt}$ représente l'accélération subie par les particules synoptiques dans leurs mouvements horizontaux. Compte tenu de tout ce qui vient d'être exprimé, pour l'équation de mouvement horizontal, $\overrightarrow{F_{Ph}}$ et $\overrightarrow{F_{ch}}$ sont deux forces en équilibre. On doit donc pouvoir obtenir une solution de l'équation vectorielle en posant $\frac{\overrightarrow{dV_h}}{dt} = 0$. Cette hypothèse de calcul porte le nom d'*hypothèse géostrophique,* ce qui suppose qu'il y a équilibre dynamique entre la composante horizontale des forces de pression et celle de la force de Coriolis, c'est-à-dire

$$\overrightarrow{F_{Ph}} + \overrightarrow{F_{ch}} = 0$$

ou encore :

$$-G\ \overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z - f\,(\vec{k} \wedge \overrightarrow{V_g}) = 0$$

($\overrightarrow{V_g}$ est le vecteur vent dans l'hypothèse géostrophique). Si on reporte $\overrightarrow{V_g}$ en un point O quelconque, on déduit que $\overrightarrow{F_{ch}}$ est perpendiculaire à $\overrightarrow{V_g}$ et à sa droite (hémisphère Nord). Comme dans l'hypothèse géostrophique,

$$\overrightarrow{F_{Ph}} + \overrightarrow{F_{ch}} = 0,$$

on en déduit immédiatement que $\overrightarrow{F_{Ph}}$ est perpendiculaire à l'isohypse passant par O, et qu'il est dirigé vers les basses valeurs de géopotentiels. On énonce la règle suivante : dans l'hémisphère Nord, le vent géostrophique est parallèle aux isohypses et laisse les bas géopotentiels sur sa gauche (schéma ci-dessus).

Reprenons l'équation vectorielle :

$$-f\,(\vec{k} \wedge \overrightarrow{V_g}) = G\ \overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z$$

ou encore :

$$f v_g = G \left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)_p$$

et :

$$-f \cdot u_g = G \left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)_p,$$

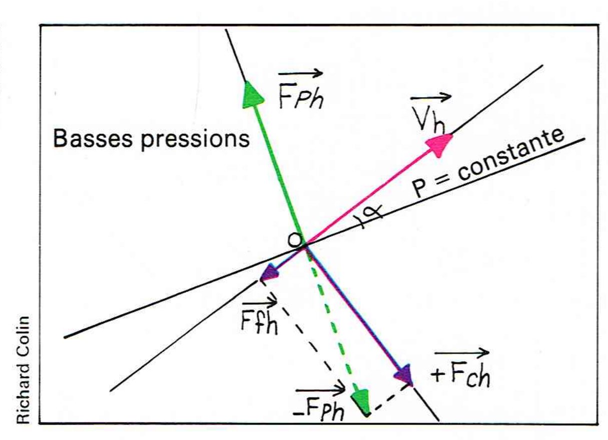
d'où :

$$v_g = \frac{G}{f}\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)_p \quad \text{et} \quad u_g = -\frac{G}{f}\left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)_p,$$

ce qui donne : $\overrightarrow{V_g} = \frac{G}{f}\,(\vec{k} \wedge \overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z)$.

On voit donc que, pour orienter $\overrightarrow{Vg}$ par rapport à $\overrightarrow{\text{grad}}\ Z$, il suffit de faire un angle de $+\frac{\pi}{2}$ à $\overrightarrow{Vg}$ par rapport à $\overrightarrow{\text{grad}_p}\ Z$.

▶ ***Représentation graphique de la force du vent lorsque le frottement n'est pas négligeable.***



La valeur de $\vec{V_g}$ est de :

$$\left|\vec{V_g}\right| = \left|\frac{G}{f}\,\overrightarrow{grad_p}\,Z\right| = \left|\frac{G}{f}\,\frac{\Delta Z}{\Delta l}\right|$$

Cela exprime que la vitesse du vent géostrophique est proportionnelle au gradient de géopotentiel, c'est-à-dire inversement proportionnelle à l'écartement des lignes isohypses. Malgré la simplicité de l'hypothèse du vent géostrophique, ce dernier donne une bonne approximation de la valeur du vent réel. Cette hypothèse confirme la règle de Buys Ballot, qui énonce que, dans l'hémisphère Nord, les vents tournent dans le sens horaire autour des zones de hautes pressions et dans le sens antihoraire autour des zones de basses pressions ; la règle est inversée pour l'hémisphère Sud. On remarque également que, comme le vent réel, le vent géostrophique est d'autant plus rapide que les lignes isohypses sont resserrées et que, à écartement égal des lignes isohypses, le vent est d'autant plus rapide que la latitude est faible. Cependant, dans certains cas, le vent géostrophique s'écarte notablement du vent réel, en particulier lorsque la courbure des trajectoires des particules atmosphériques est très prononcée (ce qui se passe toujours au voisinage des dépressions). Dans ce cas, l'hypothèse $\frac{d\overrightarrow{V_h}}{dt} = 0$ n'est plus satisfaisante, pas plus qu'elle ne l'est aux latitudes équatoriales, où le paramètre de Coriolis tend vers 0, et donc où le vent tend vers une valeur infinie, ce qui n'est pas concevable en réalité.

Nous venons de considérer le cas où nous nous trouvons en dehors de la couche de frottement. Dans les basses couches de l'atmosphère, le frottement n'est pas négligeable. Considérons (schéma ci-contre) comme encore négligeables les accélérations subies par les particules synoptiques dans leurs déplacements ; l'équation vectorielle peut s'écrire $\overrightarrow{F_{Ph}} + \overrightarrow{F_{ch}} + \overrightarrow{F_{fh}} = 0$. Si $\overrightarrow{Vh}$ est le vecteur vent d'un point 0 quelconque pris dans la basse couche de l'atmosphère, on en déduit $\overrightarrow{F_{ch}}$ et $\overrightarrow{F_{fh}}$, car $\overrightarrow{F_{Ph}} = -(\overrightarrow{F_{ch}} + \overrightarrow{F_{fh}})$. Donc on peut tracer $\overrightarrow{F_{Ph}}$ qui est opposée à la résultante $-\overrightarrow{F_{Ph}}$ des vecteurs $\overrightarrow{F_{fh}}$ et $\overrightarrow{F_{ch}}$. On en déduit que, dans la couche de frottement, le vent synoptique laisse les basses pressions à sa gauche dans l'hémisphère Nord. Il forme avec l'isobare du lieu un angle aigu et pointe vers les basses pressions. Cet angle aigu varie suivant l'importance des forces de frottement. Si le frottement est nul, $\overrightarrow{F_{fh}}$ s'annule, et l'on retrouve l'équilibre géostrophique défini plus haut. L'intensité du vent, toutes proportions gardées, augmente au fur et à mesure que les forces de frottement diminuent. Or, ces forces diminuent avec l'altitude. Donc la force du vent augmente avec l'altitude. En fait, dans l'atmosphère, la circulation de l'air à un niveau donné ne s'organise pas d'une manière indépendante par rapport à ce qui se passe dans les niveaux voisins. Il existe donc une liaison verticale entre les vecteurs vents des différents niveaux de l'atmosphère. Si l'on considère deux niveaux de pression P_0 et P_1 et si le vent géostrophique du niveau P_0 en un point A quelconque est $\overrightarrow{V_{g0}}$, on a :

$$\overrightarrow{V_{g0}} = \frac{G}{f}\,(\vec{k} \wedge \overrightarrow{grad_p}\,Z_0).$$

Si $\overrightarrow{V_{g1}}$ est le vent géostrophique d'un point B situé dans P_1 à la verticale de A, on a :

$$\overrightarrow{V_{g1}} = \frac{G}{f}\,(\vec{k} \wedge \overrightarrow{grad_p}\,Z_1).$$

Soit $\overrightarrow{V_T}$ le vecteur différence vectorielle des deux autres :

$$\overrightarrow{V_T} = \overrightarrow{V_{g1}} - \overrightarrow{V_{g0}}.$$

Par définition, $\overrightarrow{V_T}$ est nommé *vecteur vent thermique* pour la couche P_0, P_1 à la verticale du point A. On démontre que la qualification de vent thermique de $\overrightarrow{V_T}$ est justifiée par le fait que $\overrightarrow{V_T}$ est parallèle aux isothermes moyennes de la couche considérée et qu'il laisse les basses températures sur sa gauche dans l'hémisphère Nord et sur sa droite dans l'hémisphère Sud. L'intensité du vecteur $\overrightarrow{V_T}$

▼ ***Représentation schématique de la distribution des vents et des zones de pression au niveau du sol.***

zone polaire de haute pression
zone subpolaire de basse pression
zone des vents d'ouest
zone subtropicale de haute pression
vents variables
zone des alizés
zone de convergence intertropicale (ZCIT)
zone des alizés
zone subtropicale de haute pression
vents variables
zone des vents d'ouest
zone subpolaire de basse pression
zone polaire de haute pression

I.G.D.A.

est proportionnelle au gradient de température moyenne de la couche considérée.

Comme nous l'avons vu, il y a une différence entre le vent géostrophique et le vent réel. Si l'on pose :

$$\overrightarrow{V_a} = \overrightarrow{V_{réel}} - \overrightarrow{V_g},$$

on appelle $\overrightarrow{V_a}$ composante *agéostrophique* du vent. Cette composante agéostrophique est liée au terme d'accélération $\frac{d\overrightarrow{V_h}}{dt}$, qui n'est pas pris en compte dans l'hypothèse géostrophique.

La composante verticale de l'équation du mouvement ne permet pas de saisir complètement les déplacements verticaux synoptiques qui sont, en météorologie, des phénomènes durables. Aussi, pour déterminer des zones d'ascendance ou de subsidence (mouvements descendants), il faut faire appel à d'autres considérations que celles que nous venons de voir. L'équation de continuité exprime que la masse d'air atmosphérique contenue dans un volume limité par une surface fluide fermée reste constante au cours du mouvement de ce volume. On l'appelle encore *équation de conservation de masse.* Cette équation s'écrit :

$$\frac{dm}{dt} = 0, \quad \text{soit} \quad \frac{d\,(\rho, v)}{dt} = 0,$$

où ρ est la masse volumique de l'air à l'intérieur de la surface fluide et v le volume délimité par cette surface.

$$d\,\frac{(\rho, v)}{dt} = v\,\frac{d\rho}{dt} + \rho\,\frac{dv}{dt} = 0,$$

soit :

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt} + \frac{1}{v}\frac{dv}{dt} = 0.$$

Un champ de divergence peut s'exprimer dans le cas de deux dimensions par :

$$\text{div}\,\vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

et dans le cas d'un champ à trois dimensions par :

$$\text{Div}\,\vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}.$$

On démontre que ces quantités expriment la vitesse de dilatation des surfaces et des volumes de fluide, ce qui s'exprime par :

$$\text{div}\,\vec{V} = \frac{1}{S}\frac{dS}{dt} \quad \text{et} \quad \text{Div}\,\vec{V} = \frac{1}{V}\frac{dV}{dt}.$$

Dans l'équation de continuité, $\frac{1}{V}\frac{dV}{dt}$ représente la partie divergente du champ de mouvement de l'atmosphère. On peut écrire :

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt} + \text{Div}\,\vec{V} = 0$$

ou :

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Remarquons que $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ représente la divergence de la composante horizontale $\overrightarrow{V_h}$ du vent. On peut alors écrire :

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt} + \text{div}\,\overrightarrow{V_h} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

On a donc lié la vitesse verticale w au champ de mouvement horizontal $\overrightarrow{V_h}$. En passant en coordonnées pression, l'équation de continuité peut s'écrire :

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_p + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_p + \frac{\partial w}{\partial p} = 0.$$

Par analogie avec l'expression de div $\overrightarrow{V_h}$, on pose habituellement :

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_p + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_p = \text{div}_p\,\overrightarrow{V_h};$$

$\text{div}_p\,\overrightarrow{V_h}$ s'appelle la divergence isobare du vent horizontal. Elle diffère légèrement de div $\overrightarrow{V_h}$, mais, généralement, on néglige cette différence. Dans la transformation en coordonnée pression, le terme $\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt}$ disparaît, ce qui est un avantage. On obtient donc une relation simplifiée de la forme :

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\,\text{div}_p\,\overrightarrow{V_h}$$

qui lie directement la divergence isobare du vent horizontal et la dérivée qui exprime la distribution verticale de la vitesse verticale ω. On peut en tirer les conclusions suivantes :

$$\text{div}_p\,\overrightarrow{V_h} > 0 \text{ implique } \frac{\partial \omega}{\partial p} < 0,$$

ce qui veut dire que ω et p varient en sens contraire ;

$$\text{div}_p\,\overrightarrow{V_h} < 0 \text{ implique } \frac{\partial \omega}{\partial p} > 0,$$

ce qui veut dire que ω et p varient dans le même sens.

Tout cela confirme le « tassement » qui accompagne les mouvements atmosphériques divergents dans les basses couches de l'atmosphère. Les champs de mouvements comportent un champ de rotation, auquel se superpose un champ de divergence positif dans le cas d'un anticyclone et un champ de divergence négatif dans le cas d'une dépression. Cela nous permet de conclure que, dans les basses couches de l'atmosphère, aux zones dépressionnaires sont associées des ascendances synoptiques, et qu'inversement, aux zones anticycloniques sont associés des mouvements de subsidence.

L'étude des mouvements verticaux de l'atmosphère peut être abordée au moyen des *fonctions d'influence,* qui ont l'avantage de fournir une interprétation complète de ces mouvements en précisant en plus les facteurs qui régissent localement l'évolution du géopotentiel des surfaces isobares. Pour cette étude, on part des équations de la thermodynamique et de l'expression de l'évolution du tourbillon. Nous avons vu que la variation de température pouvait s'exprimer par :

$$dT = \frac{R}{C_p}\frac{T}{P}\,dP + \frac{1}{C_p}\,dQ$$

en considérant une masse unité. Si l'on introduit la notion de temps, cette variation s'exprime par :

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R}{C_p}\frac{T}{P}\frac{dP}{dt} + \frac{1}{C_p}\frac{dQ}{dt}.$$

Cela exprime la vitesse de variation de température pour une particule de masse unité. En coordonnées pression, cette dérivée d'évolution s'exprime par :

$$\frac{dT}{dt} = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p + u\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_p + v\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p + \omega\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right) = \frac{R}{C_p}\frac{T}{P}\frac{dP}{dt} + \frac{1}{C_p}\frac{dQ}{dt}.$$

Comme $\frac{dP}{dt} = \omega$, on écrit cette équation sous la forme :

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p = -u\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_p - v\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p + \omega\left(\frac{R}{C_p}\frac{T}{P} - \frac{\partial T}{\partial P}\right) + \frac{1}{C_p}\frac{dQ}{dt}.$$

Remarquons que $\overrightarrow{V_h}\,\overrightarrow{\text{grad}_p}\,T$ vaut $-u\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_p - v\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_p$.

De plus, rappelons que le tourbillon d'un champ vectoriel horizontal $\vec{v}\,(x, y)$ est un vecteur vertical désigné par $\overrightarrow{\text{rot}}\,\vec{v}$, dont la valeur algébrique est égale à $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$.

Dans le cas du champ de vent horizontal, on peut calculer $\overrightarrow{\text{rot}}\,\vec{V}$ en considérant que, en dehors des régions tropicales, l'écoulement atmosphérique est pratiquement géostrophique ; donc on prend :

$$\overrightarrow{\text{rot}}\,\overrightarrow{V_g} = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y}$$

avec :

$$u_g = -\frac{G}{f}\left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)_p \quad \text{et} \quad v_g = \frac{G}{f}\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)_p.$$

On peut négliger les variations du paramètre de Coriolis, ce qui nous donne :

$$\frac{\partial V_g}{\partial x} = \frac{G}{f}\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2}\right)_p \quad \text{et} \quad \frac{\partial u_g}{\partial y} = -\frac{G}{f}\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2}\right)_p$$

d'où l'expression du tourbillon du vent géostrophique :

$$\overrightarrow{\text{rot}}\ \vec{V}_g = \zeta_g = \frac{G}{f}\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2}\right).$$

La quantité entre parenthèses s'appelle le *laplacien* de Z, et l'on écrit symboliquement :

$$\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2}\right) = \nabla^2 Z.$$

On a donc en définitive :

$$\overrightarrow{\text{rot}}\ \vec{V}_g = \frac{G}{f}\nabla^2 Z.$$

Sur les cartes, on peut évaluer le laplacien en remplaçant les dérivées par les différences finies; on utilise une grille carrée dont la dimension de la maille (c'est-à-dire la dimension du côté) a pour valeur *d* alors que la valeur réelle sur le terrain est D.
On a :

$$\nabla^2 Z_{(0)} \# \frac{4}{D^2}(\overline{Z_0} - Z_0)$$

avec :

$$\overline{Z_0} = \frac{Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4}{4},$$

Z_1, Z_2, Z_3 et Z_4 représentant les valeurs des géopotentiels de la surface isobare, prises aux quatre coins du carré de maille *d*. Donc, par cette méthode, le tourbillon s'écrit :

$$(\zeta_g)_0 \# \frac{4\,G}{f\,D^2}(\overline{Z_0} - Z_0).$$

C'est la valeur du *tourbillon relatif*, car il caractérise le mouvement relatif des particules synoptiques. Le tourbillon relatif est positif au voisinage d'un centre dépressionnaire, négatif près d'un centre anticyclonique. Le tourbillon relatif est également positif dans les régions voisines de l'axe d'un thalweg, et négatif dans les régions voisines de l'axe d'une dorsale.

On appelle *tourbillon absolu* la somme du tourbillon relatif et du paramètre de Coriolis, soit $\zeta + f$. Dans l'hémisphère Nord, le tourbillon absolu est toujours positif. Si l'on reprend les équations générales du mouvement dans le plan horizontal, en coordonnées pression :

$$\frac{du}{dt} = -G\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)_p + fv \quad \text{et} \quad \frac{dv}{dt} = -G\left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)_p - fu,$$

et que l'on applique à ces équations l'opérateur « tourbillon », on doit effectuer la dérivation des deux équations (la première par rapport à $\frac{\partial}{\partial y}$ et la seconde par rapport à $\frac{\partial}{\partial x}$) puis effectuer la différence $\frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}$; on obtient l'équation d'évolution du tourbillon :

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -\vec{V}_h \cdot \overrightarrow{\text{grad}}_p\ (\zeta + f) + f\frac{\partial \omega}{\partial P}.$$

Les grands mouvements de l'atmosphère

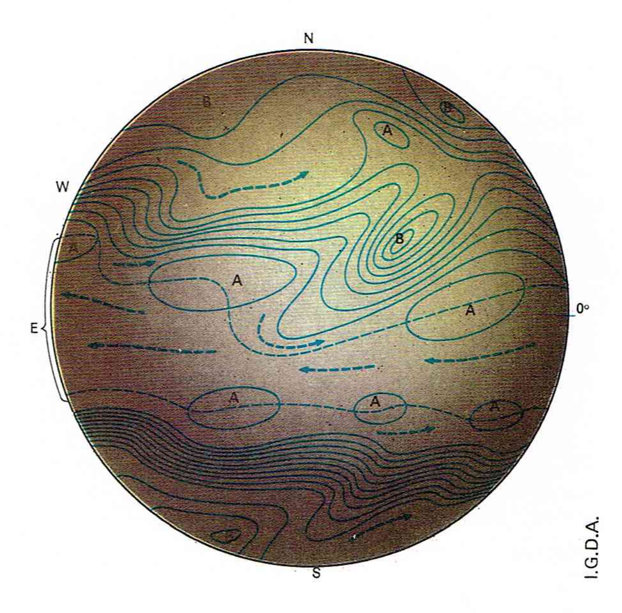
Nul ne peut contester le fait que la circulation atmosphérique est très variable, malgré un certain aspect de régularité d'écoulement pour quelques grands courants aériens qui n'ont pu être mis en évidence que par des calculs de trajectoires moyennes. Comme nous l'avons vu, il existe deux équations fondamentales qui expriment l'équilibre atmosphérique : l'*équilibre statique* sur une même verticale lie la température à l'altitude par l'intermédiaire de la pression; l'*équilibre géostrophique* lie le champ de mouvement au champ de pression. Il faut remarquer que les deux équations exprimant ces équilibres peuvent se combiner dans la relation donnant le vent thermique qui, elle, relie le champ de mouvement au champ de température. Tout cela permet de comprendre que les mouvements de l'atmosphère soient étroitement liés aux profils verticaux des températures et des pressions, surtout hors des basses couches dont la circulation reste très influencée par des phénomènes locaux liés aux caractéristiques des sites.

La répartition verticale des températures moyennes de l'atmosphère met en évidence une différence d'altitude et de température des tropopauses équatoriale et polaire, avec une variation saisonnière d'altitude de la tropopause (en hiver, la tropopause est beaucoup plus basse qu'en été). On note également une « cassure » de la tropopause entre 40° et 50° de latitude. Dans cette zone de l'atmosphère, la tropopause perd de sa netteté. On remarque également que le gradient méridien de température est dirigé vers l'équateur dans la troposphère et vers le pôle dans la stratosphère. Enfin, dans les régions polaires, compte tenu des basses températures de la surface terrestre, on note constamment une inversion de température qui permet, contrairement à ce que l'on devrait observer normalement, une croissance de la température avec l'altitude. Ces inversions sont très nettement marquées en saison hivernale, mais elles existent également en été.

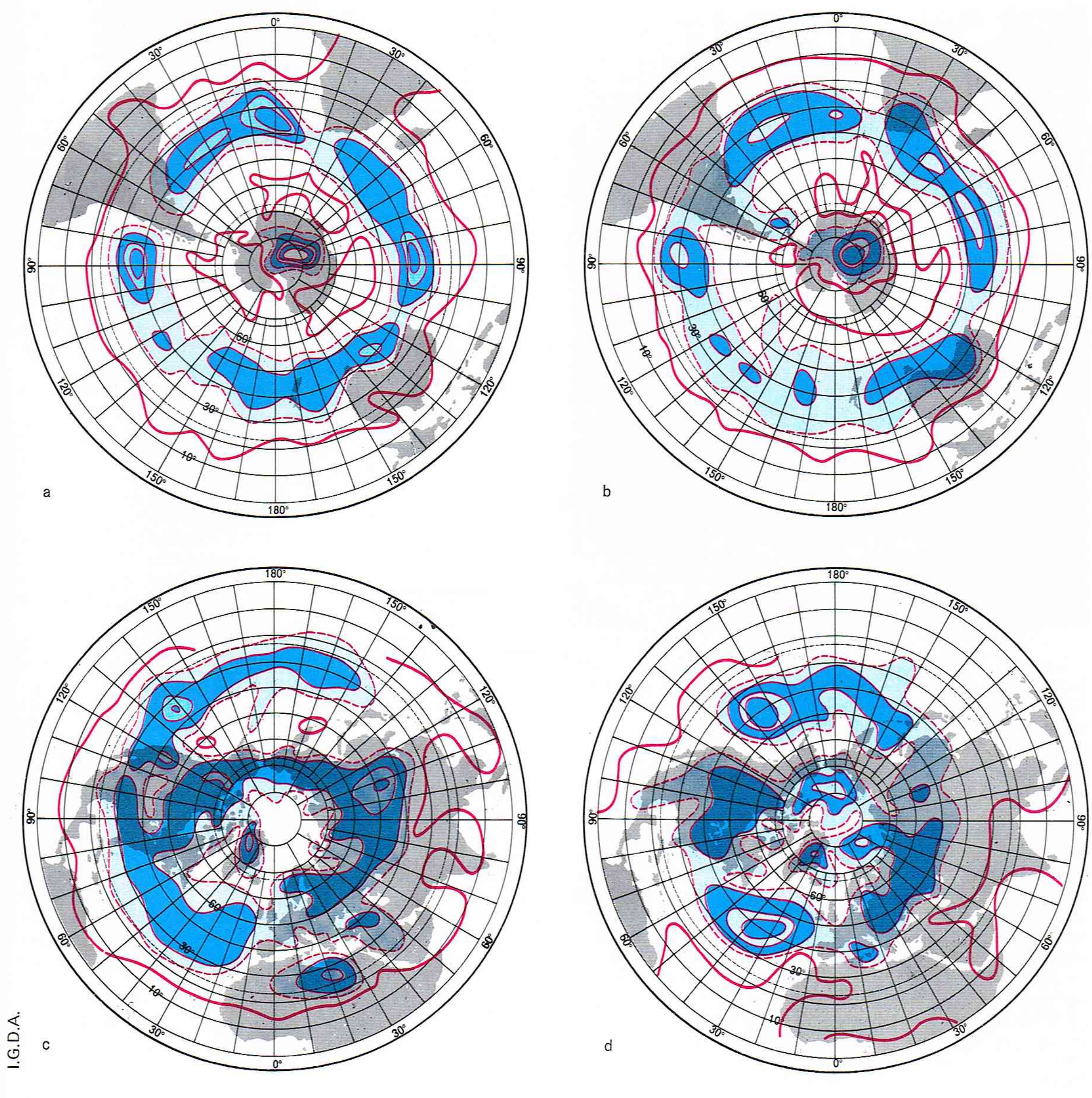
En ce qui concerne le champ de pression, on note une décroissance de l'altitude des surfaces isobares du sud vers le nord, c'est-à-dire des régions équatoriales vers les régions polaires. Cela a pour conséquence la formation quasi permanente d'une zone dépressionnaire sur les pôles qui marque le fait que la décroissance verticale de la pression est plus importante dans l'air froid polaire qu'elle ne l'est dans l'air chaud tropical. Au niveau de la mer, cette répartition de la pression en altitude se répercute par la formation d'un centre anticyclonique sur chaque pôle, d'un axe dépressionnaire situé en moyenne sur les 60es parallèles, d'un axe anticyclonique situé approximativement sur les 30es parallèles (ceinture de haute pression des régions subtropicales) et d'une zone dépressionnaire à faible gradient de pression dans les parages de l'équateur.

Ces différentes zones de haute et de basse pression déterminent, pour les différentes couches de l'atmosphère, le *champ de vent moyen* qui, en fait, rappelons-le, matérialise les mouvements de l'atmosphère. Le champ de vent moyen est essentiellement zonal. Dans les basses couches, on observe des vents moyens d'est du pôle jusqu'au 60° Nord environ : c'est le *courant polaire d'est*. Les vents d'ouest sont dominants entre les latitudes 30° et 60° Nord. Ils constituent le *courant tempéré d'ouest*. Entre l'équateur et 30° Nord, règnent les *alizés*.

Entre ces différents courants généraux, on observe des zones de calme : près du pôle, au voisinage de la ceinture subtropicale de haute pression, et, enfin, dans la zone équatoriale. Compte tenu de la variation du paramètre de Coriolis avec la latitude, on comprend pourquoi les courants polaire et tempéré ont une composante méridienne faible, et l'alizé prend une composante nord-est marquée dans l'hémisphère Nord (dans l'hémisphère Sud, la composante de l'alizé est le sud-est). La région des calmes équatoriaux est soumise, à cause de la direction des courants d'alizés, à une puissante convergence horizontale que l'on a coutume d'appeler la *zone de convergence intertropicale* (ZCIT). A partir du niveau 700 millibars, on observe une circulation zonale cyclonique et une augmentation de la force des vents d'ouest dans la troposphère au fur et à mesure que l'on s'élève en altitude vers la tropopause. Cette augmentation correspond à la distribution moyenne des températures.



▶ ***Circulation atmosphérique dans les hauts niveaux de la troposphère : A, haute pression; B, basse pression; E, vents d'est; W, vents d'ouest.***



◀ ***Distribution des aires anticycloniques et de leur fréquence (indiquée par les gradations de couleur) :***
a, hémisphère méridional en été;
b, hémisphère méridional en hiver;
c, hémisphère septentrional en été;
d, hémisphère septentrional en hiver.

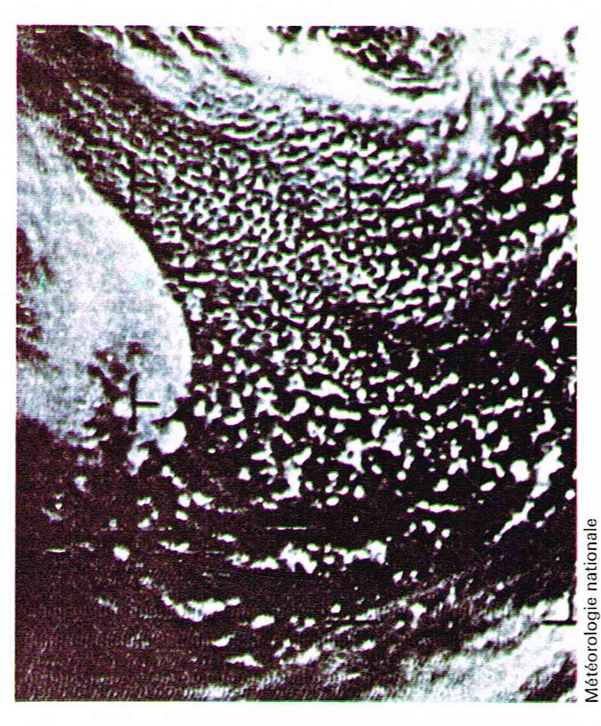
La suite des saisons influence la position et l'importance des champs de température et de pression de l'atmosphère, donc en définitive la circulation en altitude. On remarque qu'en été, dans les régions tropicales, les différentes surfaces isobares ont tendance à s'élever tandis que la dépression polaire a tendance à se combler, voire même à disparaître. En hiver, au contraire, on assiste à un affaissement des surfaces isobares au voisinage des tropiques et à un creusement de la dépression polaire. Toutes ces fluctuations n'ont pas une symétrie d'une année sur l'autre mais, en hiver, les évolutions sont beaucoup plus rapides et beaucoup plus marquées qu'en été, ce qui engendre une augmentation importante de la vitesse de circulation du courant d'ouest.

Découverts au cours de la Seconde Guerre mondiale, les *courants-jets* (de l'expression anglo-saxonne jet-streams) sont caractéristiques de la circulation atmosphérique d'altitude. Ces courants-jets s'observent fréquemment. Ce sont des axes de vents très forts ou plus exactement des « rubans » de vents très forts pouvant atteindre et même dépasser parfois 300 km/h. Ces axes de vents forts sont caractérisés par d'importants gradients transversaux de vitesse. On les observe souvent près de la tropopause. On peut localiser ces vents très forts dans les zones de forts contrastes thermiques qui, en général, se rencontrent à la limite des masses d'air de caractères très contrastés (en particulier entre de l'air polaire et de l'air tropical). Les axes de vents forts ont des altitudes qui varient. Leur direction est variable mais, d'une manière générale, elle garde le caractère principal de la circulation atmosphérique, c'est-à-dire une composante surtout zonale d'ouest. Leur vitesse moyenne est beaucoup plus grande en hiver qu'en été.

Même en surface, les influences saisonnières se font sentir sur la circulation, et l'on retrouve à peu près les mêmes variations que celles que nous venons de voir pour l'altitude, à savoir une oscillation plus ou moins régulière des différents centres d'action, la présence de hautes pressions dans les régions subtropicales, tout au long de l'année, avec un maximum de développement en été, et de basses pressions vers 60° de latitude, qui, à l'inverse des hautes pressions, sont plus développées en hiver. La présence quasi permanente de ces deux principaux centres d'action engendre une circulation d'ouest qui est beaucoup plus rapide et beaucoup plus importante en hiver qu'en été. Au niveau de la mer, on observe dans les principaux centres d'action une division en plusieurs cellules de hautes et de basses pressions. Cette division peut s'expliquer par la présence des continents et par l'influence thermique non négligeable qu'ils déterminent au cours des différentes saisons.

En hiver, sur la masse continentale, l'enneigement des moyennes et des hautes latitudes, le raccourcissement des jours, allié à l'obliquité du rayonnement solaire, transforment cette masse en centre froid. C'est le cas particulièrement dans l'hémisphère Nord, de la Sibérie, du Canada et de l'Asie. Sur ces régions, il se forme des anticyclones continentaux d'origine thermique qui perturbent la ceinture de basses pressions axée approximativement sur le 60e nord. A cause des basses températures, l'air devient plus dense, ce qui augmente sa pression, d'où la formation de ces anticyclones froids.

▶ *Photographie d'une* perturbation atmosphérique *prise le 22 mai 1967 par le satellite ESSA 2.*

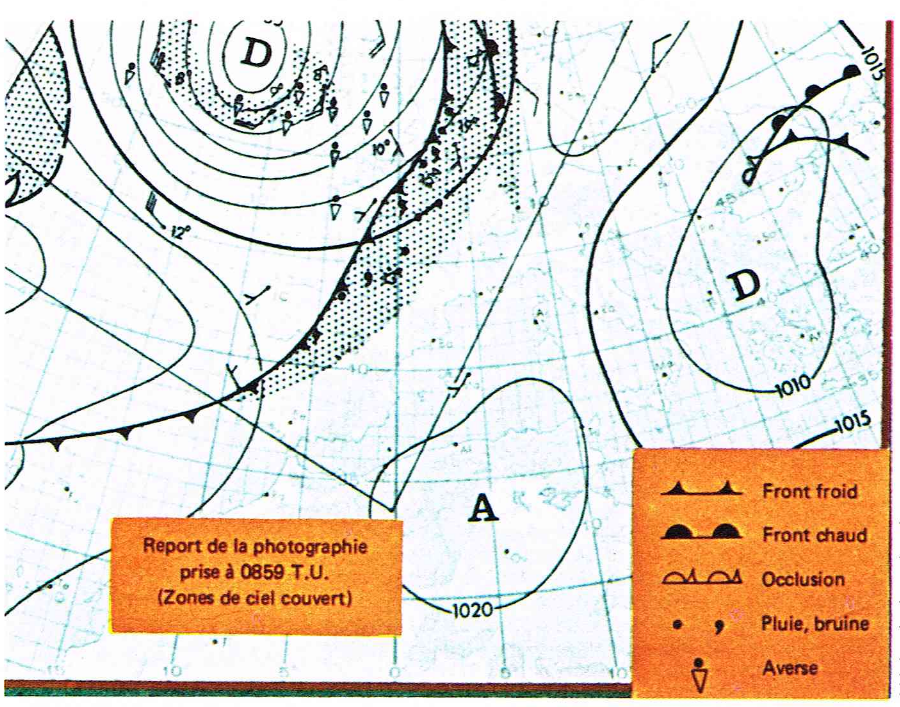


Météorologie nationale

Durant l'été, la masse continentale des latitudes méridionales devient le siège d'un bilan radiatif très fortement positif à cause de l'ensoleillement continu sur des durées journalières importantes. En général, ces régions présentent un albédo élevé et un caractère de continentalité exagéré. Les températures sont exagérément élevées dans les basses couches de l'atmosphère, ce qui diminue sensiblement la densité de l'air et, par voie de conséquence, sa pression. Il se forme alors des zones dépressionnaires. C'est le cas, en particulier, du Sahara, du Pakistan, de l'Arabie et de l'Amérique centrale. On remarque que l'équateur thermique vient coïncider durant l'été avec cette chaîne dépressionnaire d'origine thermique.

Sur les océans, le même phénomène se produit, mais, les contrastes thermiques étant moins marqués que sur les continents, les centres d'action y sont moins développés. En hiver, on trouve les dépressions stationnaires d'Islande et des îles Aléoutiennes. En été, on note la présence de l'anticyclone des Açores et de son homologue sur le Pacifique.

▼ *Cette même perturbation du 22 mai 1967 schématisée sur une carte de surface.*



Météorologie nationale

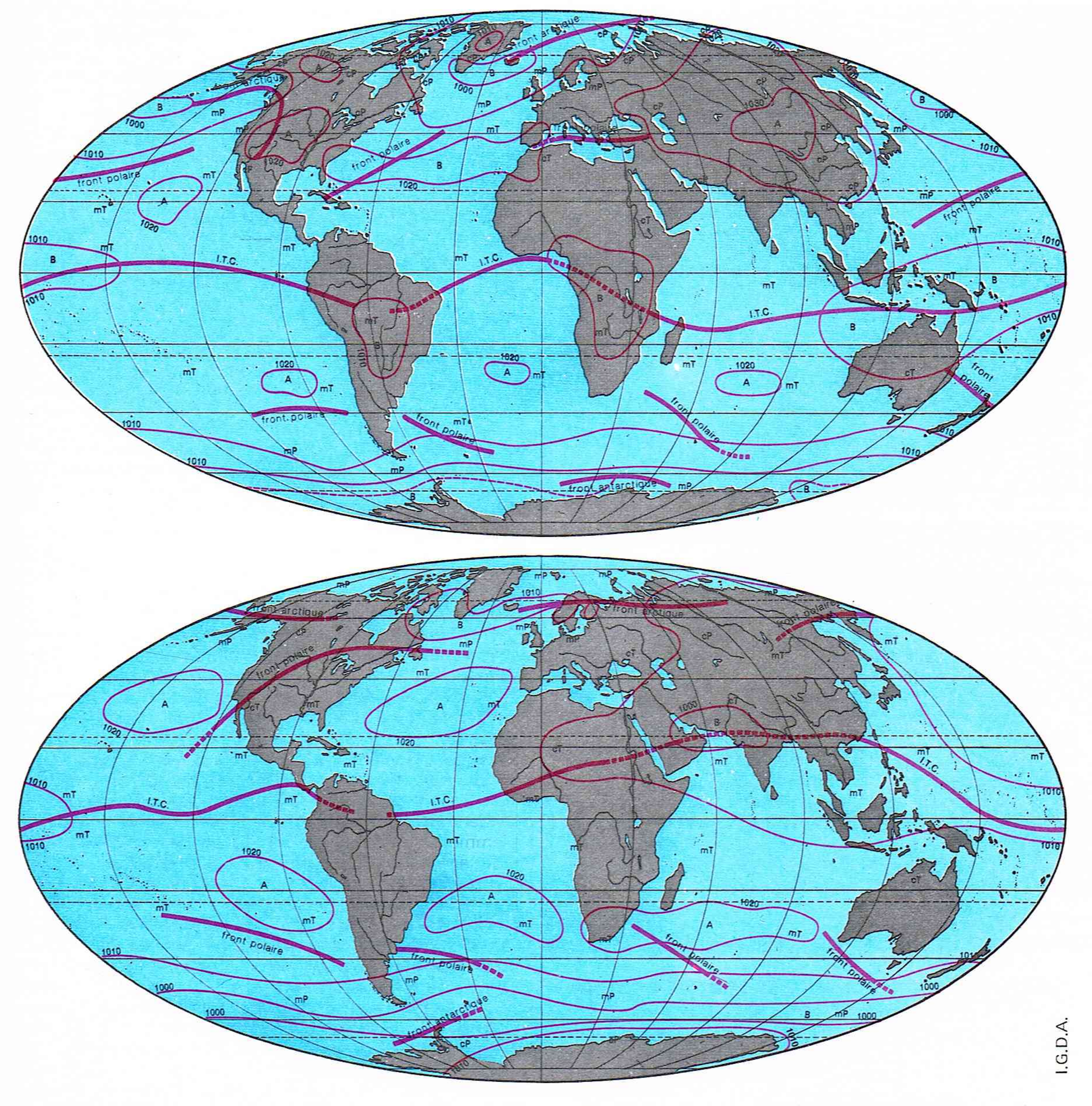
Dans la haute atmosphère, des mesures ont mis en évidence que la circulation zonale moyenne d'est de la troposphère des latitudes équatoriales se retrouve dans la stratosphère et dans la mésosphère inférieure. A une altitude plus élevée, la circulation s'inverse, et, en moyenne, ce sont des vents d'ouest qui prédominent. Le courant d'est subit également l'influence des saisons. Son maximum d'intensité se présente en été et son minimum en hiver. Aux latitudes tempérées et septentrionales, l'influence des saisons est beaucoup plus marquée. Elle peut aller du simple au double en ce qui concerne l'intensité des courants des couches inférieures (troposphère et stratosphère), et même, elle apporte un renversement du courant dans les couches élevées de l'atmosphère (stratosphère supérieure). En été, la circulation d'est augmente avec l'altitude (entre 30 et 60 km) et présente un maximum vers 60 km. En hiver, au contraire, les vents d'ouest présentent un maximum vers 60 km d'altitude aux latitudes 30° et un second vers 55 km aux latitudes 45°.

Aux équinoxes et au cours de réchauffements importants de la stratosphère et de la mésosphère, les vents deviennent variables en direction, et leur intensité fluctue d'une manière importante. Les réchauffements à très haute altitude matérialisent l'existence de perturbations stratosphériques que l'on a maintenant l'habitude de désigner sous le nom de « réchauffements explosifs ». Ces réchauffements brutaux se produisent parfois en décembre et en mars mais sans que l'on puisse détecter une quelconque périodicité du phénomène. Ils sont importants, car, en hiver, alors qu'en moyenne les températures oscillent aux environs de — 85 °C au niveau 10 millibars au cours de la nuit polaire, elles peuvent atteindre 0 °C par « réchauffement explosif ». Ce réchauffement détruit temporairement le tourbillon cyclonique polaire et le remplace par un tourbillon anticyclonique. Les vents d'ouest tournent pour un temps à l'est.

Nous venons donc de voir que, d'une manière générale, la circulation générale de l'atmosphère est zonale. Alors, comment expliquer que, comme nous l'avons vu précédemment, les transferts de chaleur nécessaires pour expliquer la distribution thermique de l'atmosphère doivent être méridiens, c'est-à-dire en fait perpendiculaires aux premiers? Lorsque l'on considère une circulation moyenne, il est évident que l'on escamote les accidents qui surviennent dans cette circulation et qui caractérisent la circulation instantanée. Ces perturbations de l'écoulement, que l'on néglige en circulation moyenne, permettent les échanges méridiens de chaleur. L'examen journalier de la circulation atmosphérique met en évidence, d'une part, un écoulement zonal de l'air conforme à ce que nous venons de voir, et, d'autre part, un écoulement particulier correspondant aux perturbations qui se présentent sous forme d'ondulations pseudo-sinusoïdales animées d'un mouvement de translation zonal faible, voire nul. Ce phénomène peut être expliqué par la mécanique des fluides. Le régime général est un courant d'ouest dont la vitesse d'écoulement augmente avec l'altitude dans la troposphère. Il se produit un effet de cisaillement du courant d'ouest qui est fonction du contraste thermique équateur-pôles. Ce courant n'est stable que pour des cisaillements de faible importance. Si cela n'est pas le cas, le courant dérive, soit à droite, soit à gauche, en formant une circulation à méandres plus ou moins développés qui peuvent s'isoler pour donner un tourbillon. Cela a pour conséquence immédiate sur les masses d'air de permettre le mélange, entre l'équateur et le pôle, par advections froide et chaude. Pour s'adapter à la nouvelle distribution thermique, le courant doit se stabiliser, diminuer les effets de cisaillement, donc redevenir parfaitement zonal.

Perturbations atmosphériques

Dans la troposphère, on trouve de nombreuses masses d'air juxtaposées qui se déplacent dans les courants atmosphériques. Lorsque les caractères des masses d'air en présence sont très contrastés, il se forme ce que l'on appelle une *perturbation atmosphérique*. Les limites des masses d'air apparaissent comme une véritable discontinuité constituant la *surface frontale*, qui présente une certaine inclinaison par rapport à la surface terrestre, de telle manière que l'air chaud, plus léger,



◀ ***Distribution des masses d'air et des fronts en janvier (en haut) et en juillet (en bas) :*** **A,** ***zones de haute pression (aires anticycloniques);*** **B,** ***zones de basse pression (aires cycloniques);*** **cP,** ***masses d'air polaires continentales;*** **mP,** ***masses d'air polaires maritimes;*** **cT,** ***masses d'air tropicales continentales;*** **mT,** ***masses d'air tropicales maritimes.***

surmonte toujours l'air froid, plus dense. L'intersection de cette surface avec la surface terrestre s'appelle le *front*. Le conflit entre deux masses d'air peut être plus ou moins marqué, ce qui entraîne une activité météorologique plus ou moins grande. A l'origine, si les contrastes sont importants entre les deux masses d'air, on dit qu'il y a *frontogenèse*. Par contre, lorsque ces contrastes s'estompent et tendent vers une certaine uniformité, on dit qu'il y a *frontolyse*.

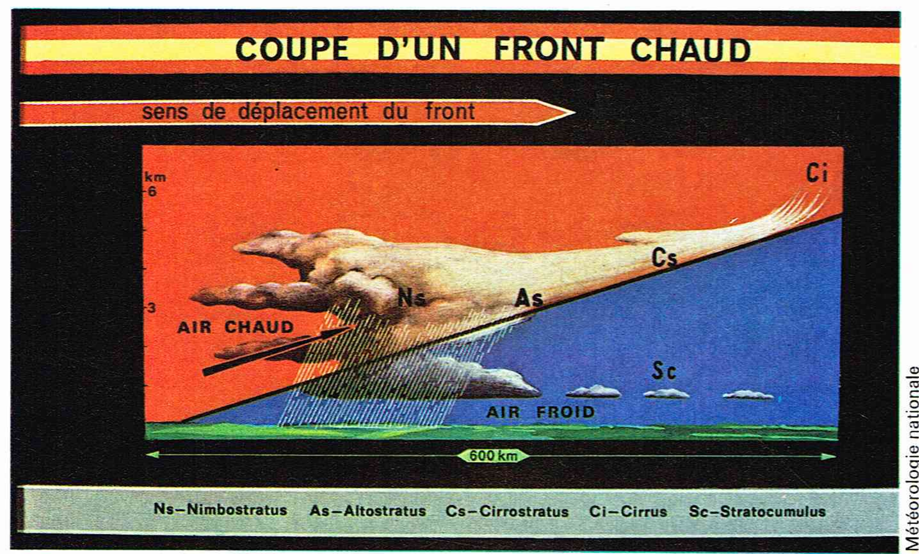
D'une manière générale, le champ de mouvement intervient grandement dans l'activité des masses d'air. Si le champ de mouvement entraîne une masse d'air initialement homogène parallèlement à une discontinuité caractéristique de la surface terrestre (par exemple : Océan-terre, sol enneigé-sol dégagé, etc.), l'évolution sera différente de part et d'autre de la discontinuité, et, en général, il apparaîtra une nouvelle surface de discontinuité. En revanche, si le champ de mouvement entraîne la masse d'air perpendiculairement à la ligne de discontinuité, l'évolution au sein de la masse d'air en mouvement sera homogène. On voit donc que l'activité d'une surface frontale dépend de deux facteurs principaux : contraste thermique marqué entre les masses d'air en présence et permanence du contact des masses d'air au cours de leur déplacement sous l'effet du champ de mouvement. Si l'une ou l'autre des conditions précédentes n'est pas réalisée, le processus de frontolyse apparaît rapidement.

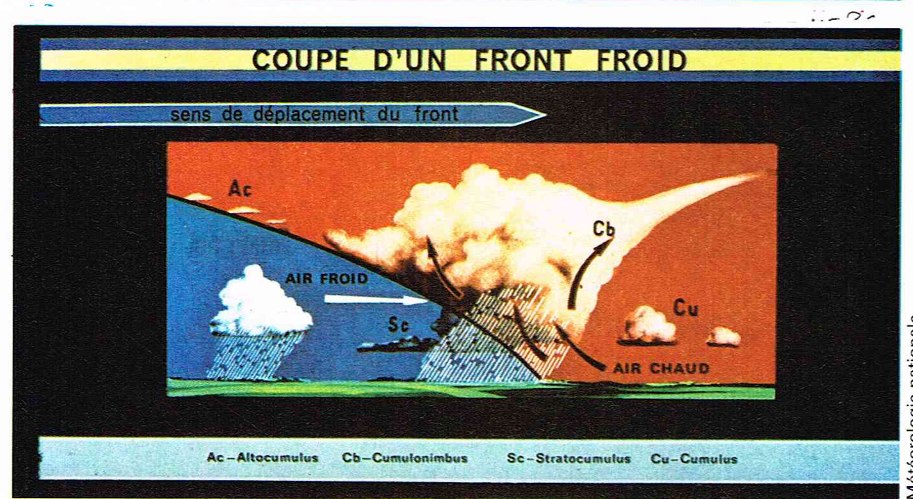
Il existe à la surface du globe un certain nombre de régions où les conditions thermiques et mécaniques citées précédemment sont couramment observées.

Pour l'hémisphère Nord, ces zones sont, en hiver : la zone du Gulf Stream le long de la côte américaine, qui détermine la limite du *front polaire,* un axe allant du détroit de Gibraltar à la Syrie, qui marque la limite du *front méditerranéen,* un axe allant de l'Islande au nord de la Sibérie, qui marque la limite du *front arctique,* et les zones tropicales de l'Atlantique et du Pacifique, qui marquent la limite du *front intertropical*. On note également, sur l'océan Pacifique, deux limites du front polaire, l'une sur le centre de l'Océan et l'autre allant de l'Australie au Japon, ainsi qu'une limite du front arctique située le long de la face ouest de l'Amérique du Nord.

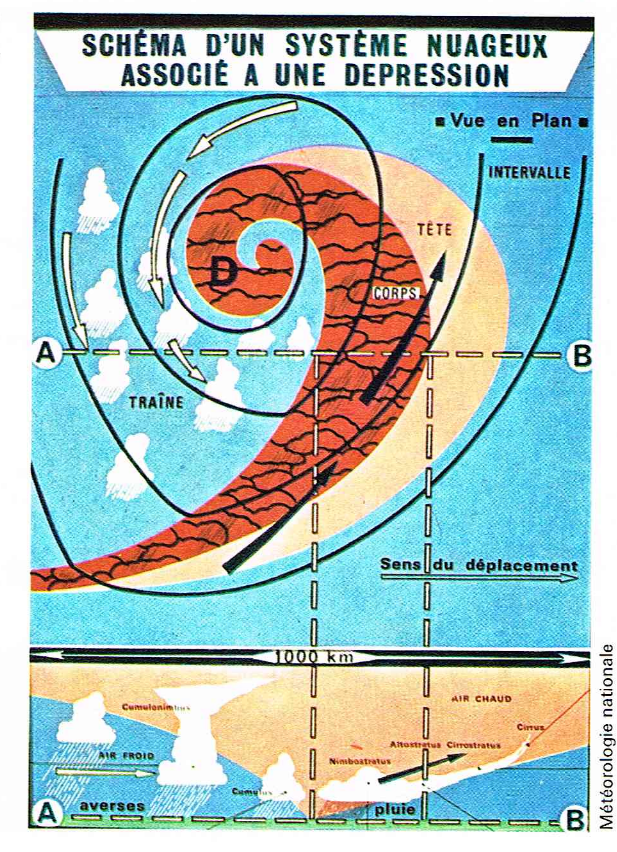
L'été, la limite du front intertropical remonte vers le nord, tandis que les limites des fronts polaire et arctique vont du détroit de Béring au Canada et du détroit de Danemark au nord de la Sibérie.

Pour l'Europe occidentale, c'est la limite du front polaire de l'Atlantique Nord qui est prépondérante en hiver. En effet, à cette époque de l'année, le continent nord-américain est froid tandis que le Gulf Stream, courant chaud de l'Atlantique, persiste le long des côtes orientales américaines. On observe de plus la présence d'un anticyclone continental sur l'Amérique du Nord et sur le Canada (lié à la présence de l'air polaire très froid), et d'un anticyclone subtropical sur l'Atlantique. Les champs thermiques très contrastés d'origine continentale et maritime sont donc mis en présence d'une manière quasi permanente par le champ de mouvement créé par la présence hivernale de deux centres d'action anticycloniques. La zone de rencontre des deux masses





▲ *En haut, coupe d'un* front chaud. *Ci-dessus, coupe d'un* front froid.



▶ *Représentation schématique d'un système nuageux associé à une dépression : en haut, vue en plan ; en bas, vue en coupe.*

d'air est le siège d'une très puissante frontogenèse. C'est du reste des ondulations du front polaire que naissent les perturbations.

Les masses d'air n'ont pas un mouvement exclusivement zonal, comme on tendrait à le croire en considérant la circulation moyenne de l'atmosphère. Des perturbations de cette circulation permettent à l'air froid polaire de s'écouler vers l'équateur et à l'air chaud tropical de remonter vers les pôles. Au cours de ces déplacements, il arrive que ces masses d'air entrent en conflit en créant une ondulation de la surface de discontinuité (ou surface frontale). Les analyses des cartes synoptiques météorologiques mettent en évidence la naissance, le développement et la disparition de ces ondes qui, prises dans la circulation d'ouest, se déplacent souvent sur de grandes distances. Le plus souvent, ces ondulations sont accompagnées par un *tourbillon* (dépression) qui évolue avec elles.

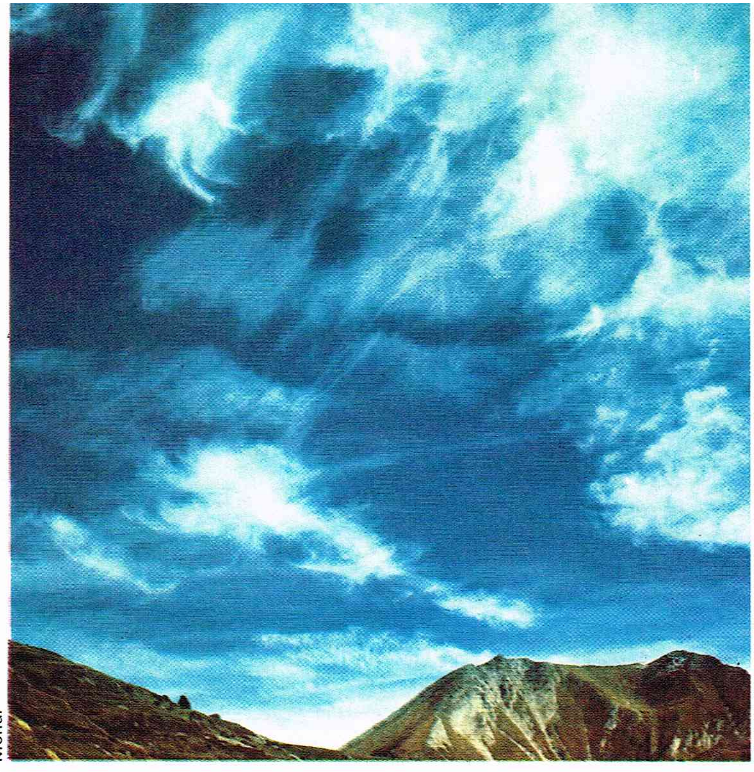
On peut expliquer la formation de tels accidents atmosphériques de la manière suivante : dès que l'ondulation du front polaire s'est formée, elle se développe, car l'air froid a tendance à s'écouler vers les basses latitudes, ce qui imprime un mouvement de plus en plus marqué vers le nord de l'air chaud des latitudes plus basses. Une « langue » d'air chaud pénètre ainsi dans l'air froid situé plus au nord. C'est ce que l'on appelle le « secteur chaud » de la perturbation atmosphérique. La surface frontale initiale est alors scindée en deux parties : celle qui est située à l'avant de l'air chaud qui est la *surface frontale de l'air chaud,* car, dans son déplacement, ce dernier remplace au fur et à mesure l'air froid ; celle qui est située à l'arrière de l'air chaud qui est la *surface frontale de l'air froid,* car, dans son déplacement, ce dernier remplace au fur et à mesure l'air chaud antérieur. On obtient donc un front chaud et un front froid qui, ensemble, constituent la *perturbation.* A l'origine, le tourbillon associé est peu important, et il se manifeste par la formation d'une petite dépression centrée au sommet de la langue d'air chaud. A ce stade du développement, l'air froid postérieur se différencie nettement de l'air froid antérieur, qui a déjà plus ou moins évolué et perdu en partie ses caractéristiques d'origine. Il faut remarquer que, le plus souvent, l'air le plus froid, situé postérieurement, se déplace plus vite que l'air froid antérieur, ce qui a pour effet de diminuer la surface de la langue d'air chaud. A la surface du sol, cela se traduit par le fait que le front froid rattrape le front chaud. Souvent, la dépression mobile qui accompagne la perturbation se détache du sommet de l'air chaud et reste en arrière du sommet de la perturbation. En fait, l'air chaud est rejeté en altitude par la progression de l'air le plus froid, et il se forme, en altitude, une discontinuité sous forme de vallée chaude qui s'étend du sommet de la langue d'air chaud au centre de la dépression. C'est l'*occlusion.* A ce stade d'évolution, la perturbation commence à perdre de son activité, et c'est le déclin de la dépression qui commence. Les systèmes nuageux liés à une perturbation classique étaient connus bien avant que fût établie la théorie des fronts par l'école norvégienne.

Dans une perturbation, on distingue plusieurs parties caractéristiques.

— La *tête de la perturbation.* Elle correspond aux nuages engendrés par le lent soulèvement de l'air chaud sur l'air froid antérieur, ce qui entraîne la saturation et la condensation de la vapeur d'eau par détente adiabatique. La masse d'air ayant une évolution cinématique sera du type Kc. Elle est caractérisée par la présence, au sein de la masse d'air, de nombreuses tranches saturées donnant une nébulosité importante à tous les niveaux de la troposphère. On observe progressivement, à l'approche d'une perturbation, tout d'abord des nuages d'altitude élevée (comprise entre 6 000 et 10 000 m) de type *cirrus* et *cirrostratus.* Ils sont formés de particules de glace et ont une structure discontinue caractéristique. Ensuite arrivent les nuages de l'étage moyen, situés entre 2 000 et 6 000 m d'altitude. L'*altostratus* se présente sous forme d'un voile dense d'aspect grisâtre ou bleuâtre dans lequel on peut distinguer des stries ou des fibres. L'observation des astres lunaire ou solaire se fait vaguement, et souvent ils apparaissent comme au travers d'un verre dépoli. Ce nuage type est constitué de fines gouttelettes mais, dans sa partie la plus élevée, on rencontre



Mondi



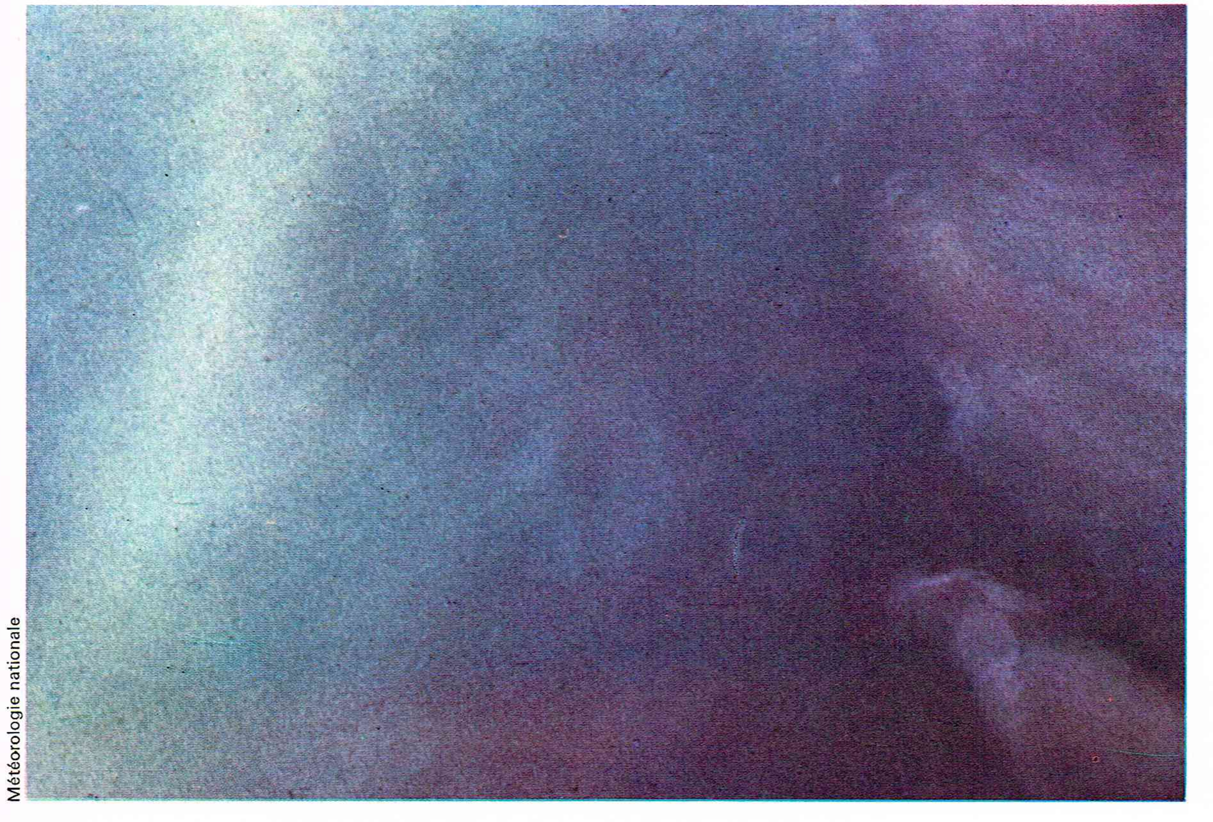
Titus

▲ *A gauche, des* **nimbostratus,** *nuages épais et sombres d'où s'échappent des chutes de pluie ou de neige. A droite, des* **cirrus,** *nuages d'altitude élevée, formés de particules de glace.*

encore des cristaux de glace. Habituellement, la couche d'altostratus couvre tout le ciel et va en s'épaississant. Le processus d'épaississement se poursuivant, on arrive au *nimbostratus,* nuage épais et sombre d'où s'échappent des chutes de pluie ou de neige qui confèrent un aspect flou à la base, ce qui la rend difficilement discernable à l'observation. Le déroulement dans le ciel de la séquence cirrus-cirrostratus-altostratus-nimbostratus s'opère en une dizaine d'heures environ et correspond à l'arrivée de la masse d'air chaud qui débute d'abord à haute altitude.

Il est nécessaire de dire quelques mots sur les deux théories formulées pour expliquer le grossissement des gouttelettes et des cristaux contenus dans la masse nuageuse. Nous avons vu que la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique exigeait la saturation des particules atmosphériques. Il faut également que des microparticules solides hygroscopiques soient présentes au sein de la masse nuageuse. Ces particules sont de véritables « pièges » d'humidité. On les appelle *noyaux de condensation* ou *noyaux d'Aïtken.* La condensation commence toujours sur les noyaux d'Aïtken. Le grossissement de ces microgouttes fut expliqué en 1933 par Tor-Bergeron. Pour une même température négative au sein de la masse d'air, on a $e_p < e_w$ (e_p correspondant à la pression partielle de la vapeur d'eau au niveau de la pression p). Dans ces conditions, avec la coexistence de cristaux de glace et d'eau en surfusion, la vapeur d'eau est saturante par rapport à la glace. Elle ne l'est plus alors par rapport à l'eau liquide surfondue $e = e_{p(t)} < e_{w(t)}$. Il y a évaporation des gouttelettes. La vapeur tend à devenir « saturante » par rapport à la glace. Il se produit alors une condensation solide sur les cristaux, qui continuent de grossir au détriment des gouttelettes. Lorsqu'ils sont suffisamment gros, ils tombent et fondent en rencontrant des températures positives, et il pleut. Si les températures restent négatives, il neige. L'effet Bergeron se produit tant que le cristal est dans la zone où il existe de l'eau surfondue. Mais cela n'est pas suffisant pour expliquer complètement la formation des grosses gouttes de pluie. Le grossissement peut se produire par le phénomène de coalescence. C'est la réunion de plusieurs gouttelettes sur un cristal ou sur une autre

Météorologie nationale



◀ **Des cirrostratus :** *ils ont une structure caractéristique, semblable à celle des cirrus, mais donnent lieu à des phénomènes optiques (halo).*



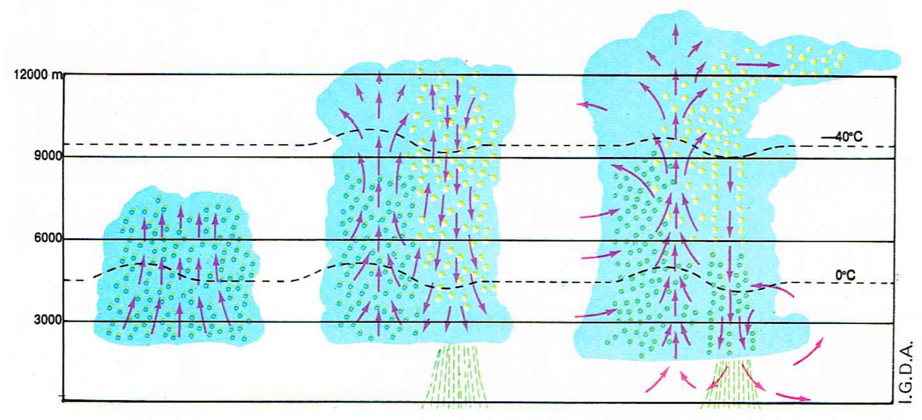
goutte d'eau, d'où grossissement. Au sein d'un nuage, il y a, nous l'avons vu, des gouttelettes d'eau surfondue et des cristaux de glace. Tous ces éléments se déplacent à des vitesses différentes selon leur masse et leur volume. Au contact de ces divers éléments, la surfusion cesse, et les gouttelettes les plus grosses captent les plus petites. Rapidement, la pluie tombe du nuage.

— Le *corps de la perturbation*. C'est la partie comprenant l'occlusion et ayant pour limites le front froid et le front chaud, ainsi qu'une petite zone de la partie septentrionale de la « langue » d'air chaud. Le corps englobe donc le *nimbostratus* défini précédemment, et souvent cette partie de la perturbation est celle des précipitations des nuages provenant du soulèvement synoptique de la masse d'air.

— Le *secteur chaud* ou *zone de liaison*. Cette partie de la perturbation limite la langue d'air chaud de la perturbation. Du point de vue de la masse d'air, il y a en général, avec le déplacement de la perturbation sur des surfaces différentes, une évolution par refroidissement à la base, le vent renforçant l'agitation turbulente et donc l'efficacité des transferts convectifs. On observe une certaine stabilité de la couche atmosphérique dans ce secteur chaud. Qu'il y ait ou non turbulence, la courbe d'état d'un sondage effectué en air chaud de la perturbation se trouve inclinée sur la droite des adiabatiques sèches; donc θ croît et θ'_w décroît, ce qui est la règle générale de la stabilité. Les nuages du secteur chaud sont du type stratiforme : stratus et stratocumulus. Le *stratus* est un nuage bas, gris, uniforme, ressemblant en tout point à un brouillard qui ne toucherait pas le sol. Le stratus peut donner des précipitations sous forme de crachin. Souvent ces précipitations sont durables, mais elles ne sont jamais abondantes. Les *stratocumulus* sont également des nuages de l'étage inférieur. Ils ont la forme de dalles, de rouleaux, de galets, de créneaux en éléments soudés ou non entre eux et disposés régulièrement, parfois même alignés, en files ou « rues de nuages ». Dans les secteurs chauds, on observe souvent la formation de brouillard du type du brouillard d'advection. Pour toutes ces raisons, la visibilité est souvent médiocre, voire mauvaise, dans le secteur chaud d'une perturbation atmosphérique.

— La *traîne de la perturbation*. Elle matérialise l'air froid postérieur. L'évolution de la masse d'air se fait en général par réchauffement de la base qui amène une instabilité. On obtient une masse d'air du type C, et l'on note sur les sondages une élévation de θ'_w des basses couches, suivie rapidement par une décroissance avec l'altitude. Les nuages associés à cette instabilité sont du type *cumulus* et *cumulonimbus*. Le cumulonimbus, roi des nuages, a un fort développement vertical et sa grande instabilité engendre de puissants courants

Météorologie nationale

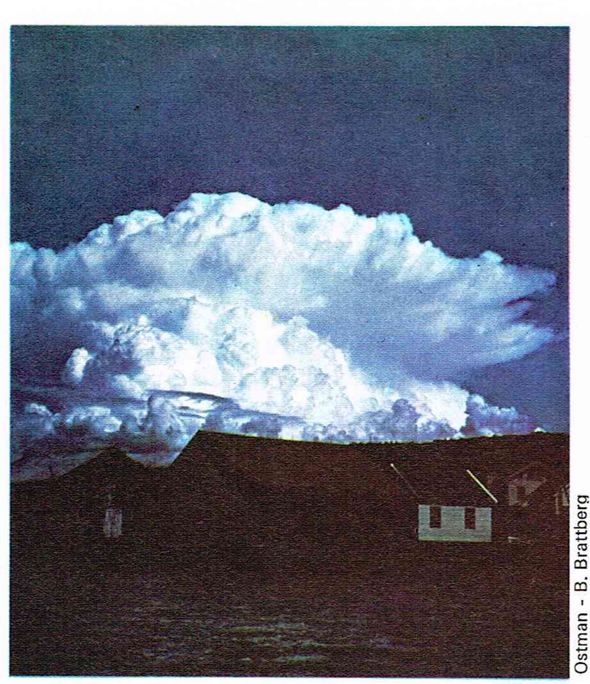


I.G.D.A.

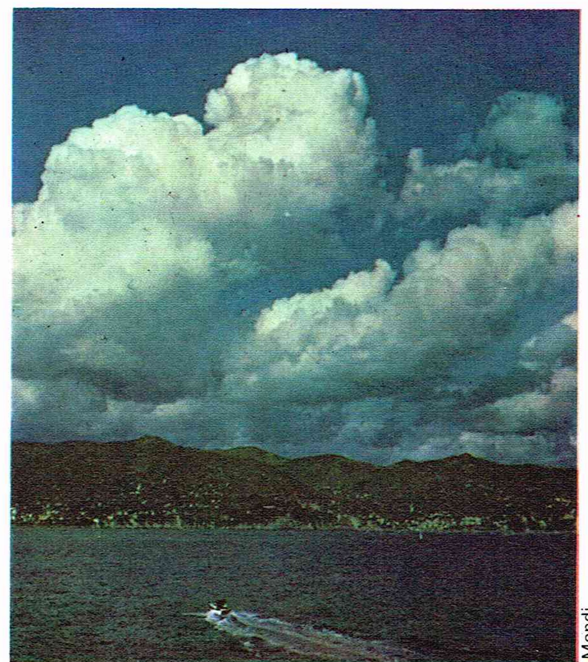
▲ En haut, des stratus, nuages bas, gris, uniformes, ressemblant à un brouillard.

▲▶ Ci-dessus, cycle d'un cumulonimbus : à gauche, phase de formation; au centre, début de la phase de la maturité; à droite, phase de maturité. Ci-contre, à gauche, un cumulonimbus, avec sa forme caractéristique en enclume. Les cumulonimbus donnent de violentes précipitations sous forme d'orages et d'averses.

▶ Ci-contre, à droite, un type de cumulus.



Ostman - B. Brattberg



Mondi

ascendants. Le sommet du nuage, rejeté très haut en altitude, est entièrement constitué de cristaux de glace, et sa forme caractéristique est une enclume. Le cumulonimbus donne de violentes précipitations sous forme d'averses et d'orages. Lorsque les températures des basses couches sont voisines de 0 °C, les précipitations se font sous forme de grêle ou de neige. Par suite du brassage convectif qui permet une dispersion dans un grand volume d'air des poussières et impuretés de l'atmosphère, la visibilité est toujours excellente, sauf sous les averses, où elle est réduite momentanément.

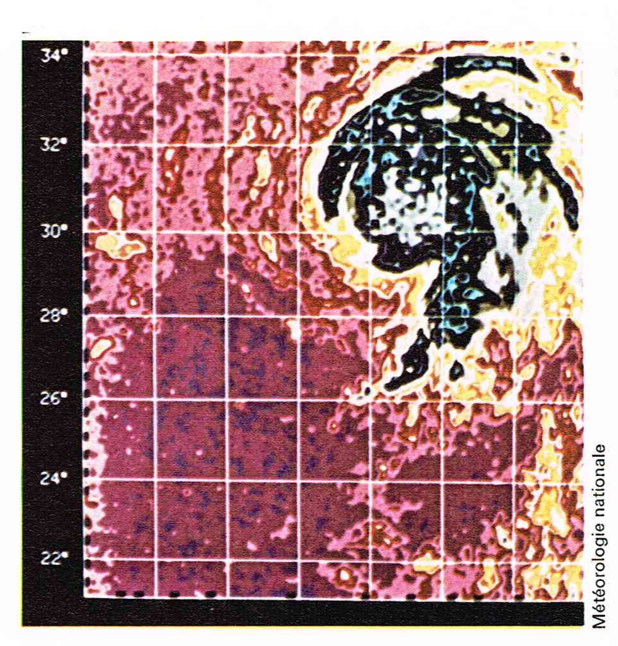
Au passage d'une perturbation, on note une variation de la pression atmosphérique. Les fronts coïncident en général avec les thalwegs. Il en découle que, lorsqu'un front se décale, il est précédé par une baisse de la pression, et il est suivi par une hausse de la pression. A l'avant du front chaud, la pression baisse d'une manière continue, plus ou moins vite. Le maximum de baisse se trouve pratiquement sur le front chaud. Dans le secteur chaud, la pression n'évolue pratiquement plus et reste souvent proche de la valeur qu'elle avait au moment du passage du front chaud. Au passage du front froid, on observe une hausse très brutale de la pression qui, en fait, matérialise l'arrivée d'air froid et dense. Il arrive cependant que la pression, après le passage du front froid, subisse une faible hausse suivie d'une nouvelle baisse. Cela découle du fait que l'air froid n'est pas homogène et qu'il est constitué par plusieurs masses d'air froid de températures de plus en plus basses (donc de densités relatives de plus en plus grandes). Il se constitue ainsi, entre deux masses d'air froid de la traîne, une surface de discontinuité donnant un front froid secondaire. Dans ce cas, la pression ne subira une hausse véritable que dans l'air le plus froid de la traîne. Ces fronts froids secondaires constituent des axes de thalwegs qu'il est possible de déceler sur une carte météorologique synoptique. Au cours de son déplacement, une perturbation peut être freinée en l'un de ses points par un obstacle naturel, une chaîne de montagnes par exemple (c'est ce qui arrive fréquemment aux perturbations atlantiques qui, ayant traversé la France d'ouest en est, butent sur le massif alpin). Cette discontinuité de la vitesse de déplacement amène temporairement le front froid en contact avec le front chaud au point d'arrêt. Il se produit un genre d'étranglement qui arrive à sectionner le secteur chaud en deux parties. La partie indépendante de la perturbation qui se forme de cette manière s'appelle une *séclusion*. Cette « bulle » d'air chaud tend à disparaître rapidement par occlusion (c'est-à-dire que le front froid restant rattrape le front chaud).

Lorsqu'on analyse une carte synoptique à échelle hémisphérique, on s'aperçoit que, le long du front polaire, il se développe souvent de nombreuses perturbations qui arrivent à former une famille. Chaque membre de cette famille se développe, vit et meurt indépendamment. Dans la série, les perturbations les plus âgées sont les premières. Elles sont souvent fortement occluses. Les perturbations d'une même famille peuvent se succéder avec une cadence assez régulière de l'ordre de 24 à 36 heures pour une circulation perturbée normale, et de l'ordre de 18 à 24 heures pour une circulation rapide. Dans ce cas-ci, la traîne de la perturbation précédente est souvent masquée par l'arrivée en altitude de l'air chaud de la suivante.

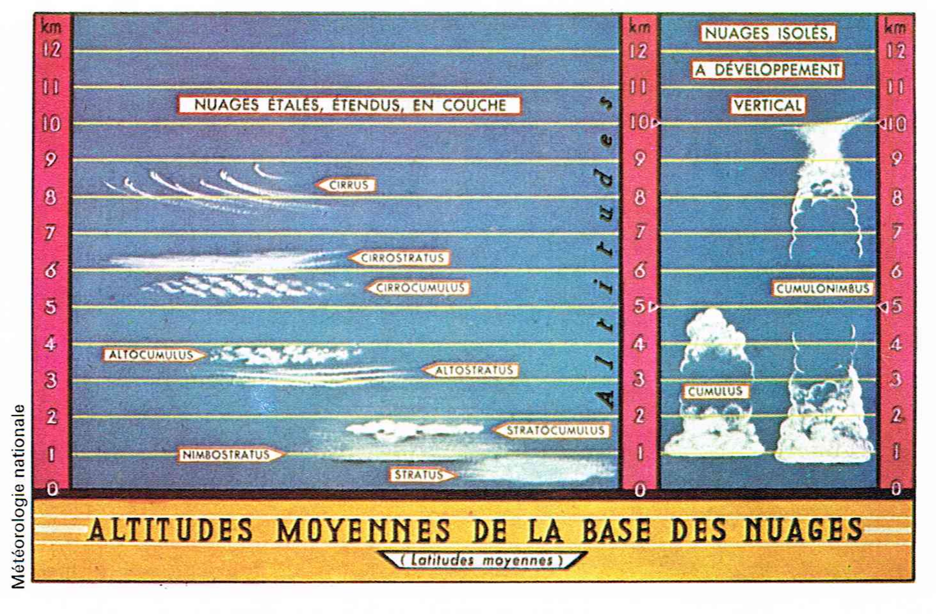
Phénomènes atmosphériques en régions tropicales

Dans les perturbations atmosphériques, on doit faire une place spéciale aux phénomènes atmosphériques qui se produisent dans les régions tropicales, et qui souvent présentent une grande violence et mettent en jeu des énergies considérables.

Le **cyclone tropical** est une dépression circulaire de diamètre compris entre 200 et 1 000 km. Pour son développement, il faut qu'un certain nombre de conditions soient réunies. Phénomène prenant toujours naissance sur mer, il faut que la température superficielle de l'eau soit égale ou supérieure à 28 °C. De plus, on doit avoir une convergence horizontale de l'air dans les basses couches de l'atmosphère; cela se produit parfois après un épisode orageux où l'une des cellules accroît anormalement son activité et se transforme en cyclone tropical. Mais d'une manière générale, on distingue deux phases dans la formation d'un cyclone.



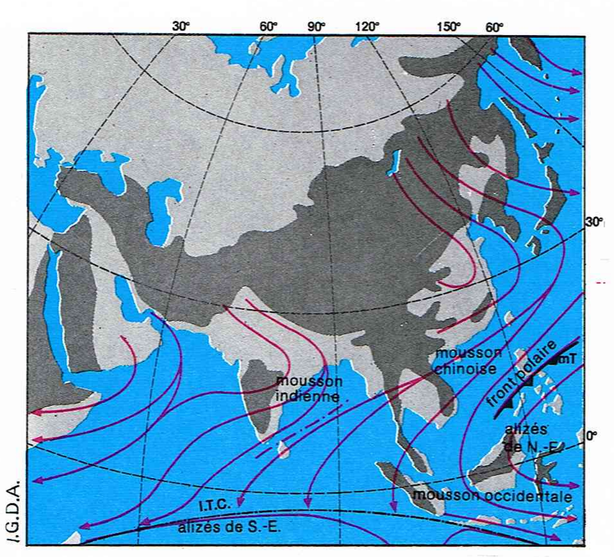
◄ ***Photographie d'un cyclone tropical en infrarouge.***

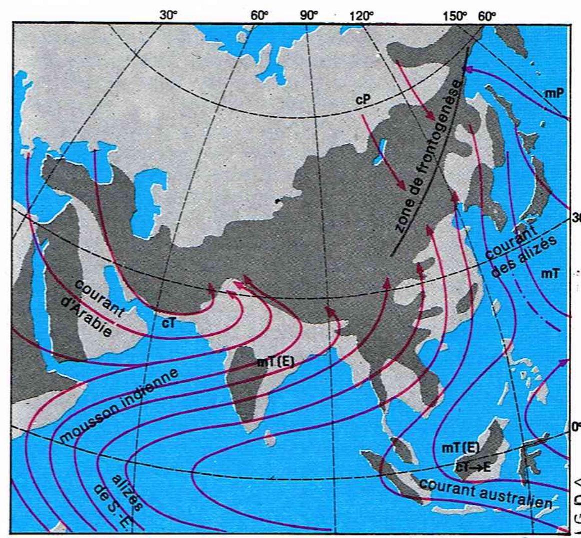


▲ ***Tableau récapitulatif des altitudes moyennes de la base des nuages.***

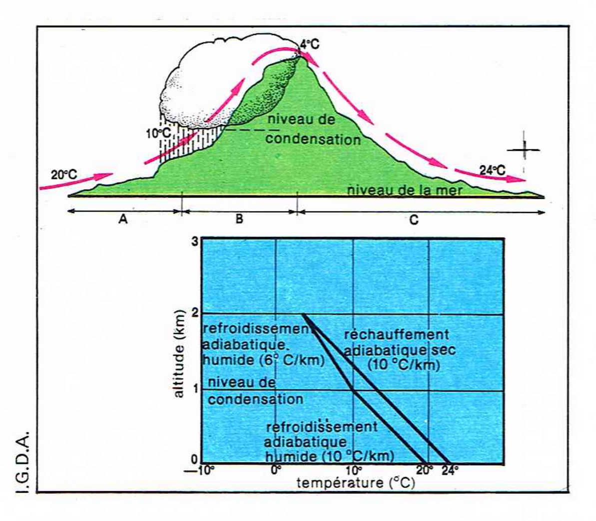
— Dans la première phase, la *phase thermique*, l'air entourant une dépression peu développée commence un mouvement sous l'unique action de la force de pression. Ce mouvement s'effectue des hautes vers les basses pressions, et sa trajectoire est perpendiculaire aux isobares. La vitesse d'écoulement de l'air s'accélère de plus en plus sous l'action de cette force. Bien qu'elle soit faible (mais non négligeable) aux latitudes tropicales, la force de Coriolis intervient à son tour pour dévier très légèrement vers la droite (dans l'hémisphère Nord) la trajectoire de l'air. La vitesse d'écoulement s'accroît de plus en plus et peut atteindre et même dépasser 30 m/s. A cette vitesse, les particules d'air continuent leur déplacement par inertie et ont de plus en plus tendance à se rabattre vers le centre de la dépression en amorçant un mouvement tourbillonnaire. Compte tenu de la valeur de la force de Coriolis, à l'équateur et dans les régions tropicales, il ne peut se former que des tourbillons de petite échelle. La convergence horizontale qui existe dans ces régions se traduit par la formation de mouvements ascendants et par l'augmentation de la vitesse horizontale du vent.

— Dans la deuxième phase, la *phase mécanique*, une importante force centrifuge apparaît dans le mouvement circulaire, dont la valeur est proportionnelle à V^2/R, où V est la vitesse de rotation du tourbillon et R son rayon qui, en tout état de cause, demeure modeste. Seule la force de pression peut équilibrer la force centrifuge. Il faut donc qu'une forte baisse de pression se





▶ *Circulation atmosphérique dans la région des moussons d'hiver (à gauche) et d'été (à droite); en gris foncé, les zones élevées. Les masses d'air : cP, polaires continentales; mP, polaires maritimes; cT, tropicales continentales; mT, tropicales maritimes; mT(E), maritimes, tropicales, équatoriales; cT → E, continentales tropicales passant aux équatoriales.*



▶ *Formation du fœhn. Avant de gagner le niveau de condensation, l'air ascendant se refroidit au rythme de 10 °C/km (zone A). Au-delà du niveau de condensation, le refroidissement s'effectue au rythme de 6 °C/km avec formation de gros nuages et précipitations (zone B). Passé la crête, l'air, n'étant plus saturé, redescend en se réchauffant au rythme de 10 °C/km (zone C) et, à altitude égale, prend des températures supérieures à celles qu'il avait en montant.*

produise dans la partie centrale de la dépression. Cette baisse de pression est de l'ordre de 20 à 40 millibars. Comme elle se produit très rapidement, on obtient un enregistrement de la pression en forme de V, très caractéristique. Le tourbillon étant maintenant formé, il y a alors de grandes chances qu'il arrive au stade de cyclone tropical.

La circulation autour du tourbillon s'effectue en suivant la *règle de Buys Ballot,* à savoir, dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère Nord et en sens inverse dans l'hémisphère Sud. Les nuages qui accompagnent ce phénomène météorologique sont tous du type *cumulonimbus.* Ils s'organisent en ligne qui s'enroule en spirale vers le centre du tourbillon. On observe des pluies torrentielles sous cette masse nuageuse importante.

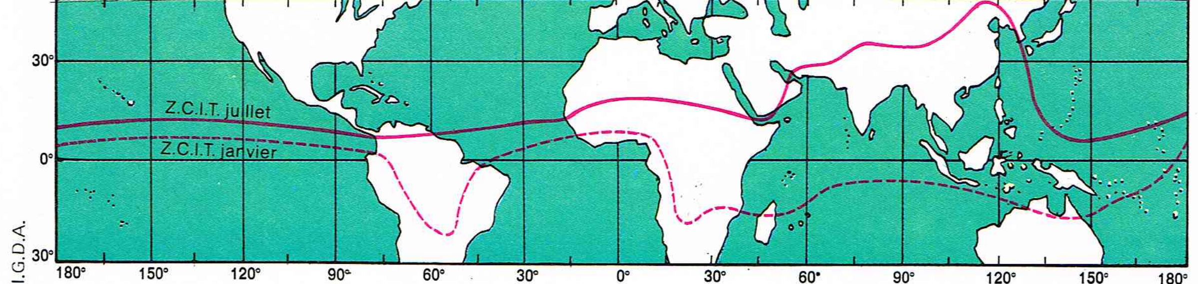
Ces phénomènes météorologiques importants s'observent sur les océans des latitudes tropicales, là où l'eau de mer peut atteindre et dépasser une température superficielle de 28 °C. Les cyclones tropicaux peuvent évoluer dans la circulation générale des latitudes moyennes en se transformant progressivement en dépressions extratropicales.

Il existe un autre phénomène propre aux régions tropicales mais surtout caractéristique de la partie nord de l'océan Indien. Il s'agit des **moussons,** phénomène de grande échelle donnant une circulation à peu près analogue à celle de la brise qui affecte une petite échelle : en effet, ce sont des circulations engendrées par des contrastes thermiques. Le phénomène est nettement visible en Inde et en Birmanie.

— La *mousson d'été* matérialise la circulation de l'air venant des régions équatoriales, donc de l'air très chaud et très humide présentant une instabilité convective, vers la dépression asiatique d'origine thermique. Au passage de la chaîne de l'Himalaya, il se produit un soulèvement orographique des masses d'air, ce qui augmente l'extension verticale des nuages, entraînant des précipitations violentes et importantes. C'est pour cette raison que la ville de Tcherrapoundi dans le Pakistan oriental reçoit une hauteur annuelle de précipitations de plus de 12 m en moins de 6 mois.

— La *mousson d'hiver* matérialise la circulation de l'air venant des régions continentales (donc de l'air très froid et très sec) en s'échappant de l'anticyclone continental. Au passage de l'Himalaya, cet air subit un effet de fœhn. L'ascendance de l'air au vent du relief entraîne une détente adiabatique avec condensation de l'humidité qu'il renferme. L'air circulant ensuite sous le vent du relief se dessature rapidement en se réchauffant. La mousson d'hiver donne en général un ciel dégagé sur l'Inde et la Birmanie.

Un autre phénomène météorologique des régions tropicales concerne la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui se retrouve dans toute la ceinture tropicale. Pour l'Atlantique, on retrouve dans la partie de l'hémisphère Sud un anticyclone à peu près symétrique de celui des Açores (anticyclone dit de Sainte-Hélène). Entre ces deux centres d'action, on trouve la ZCIT, qui correspond en fait aux basses pressions équatoriales matérialisées par de l'air humide et instable. Le *pot au noir* est le type de temps caractéristique de cette ZCIT de l'Atlantique avec la présence de *cumulonimbus* très développés dont le sommet peut atteindre 15 000 m, des nuages d'étages moyens *(altostratus)* et supérieur *(cirrostratus)* en plusieurs couches et des précipitations violentes sous forme d'orages ou d'averses.



▶ *Position moyenne de la ZCIT (zone de convergence intertropicale) en juillet et en janvier.*

La prévision du temps

Acquisition des données météorologiques

Avant d'aborder ce problème, il est nécessaire de dire quelques mots de l'acquisition des données météorologiques de surface et d'altitude. Ces données font partie de ce que l'on appelle l'observation météorologique. Cette observation est effectuée soit par des météorologistes dans les différentes stations réparties sur le globe (stations terrestres, les plus nombreuses, stations maritimes, sous la forme de bateaux météorologiques stationnaires), soit par du personnel bénévole (sur terre : réseau d'observation complémentaire à usage climatologique; sur mer : navires marchands faisant partie des navires météorologiques sélectionnés). Toutes les observations sont codées et transmises à des centres régionaux, puis nationaux, qui sont chargés de faire les différents échanges d'observations au moyen d'un puissant réseau de communications.

Les satellites météorologiques complètent ce canevas en donnant des photographies des zones nuageuses de l'atmosphère. De plus, ils effectuent un certain nombre de mesures en infrarouge, et, en particulier, ils donnent actuellement une indication sur les températures prises au niveau de la surface 500 millibars (5 500 m d'altitude).

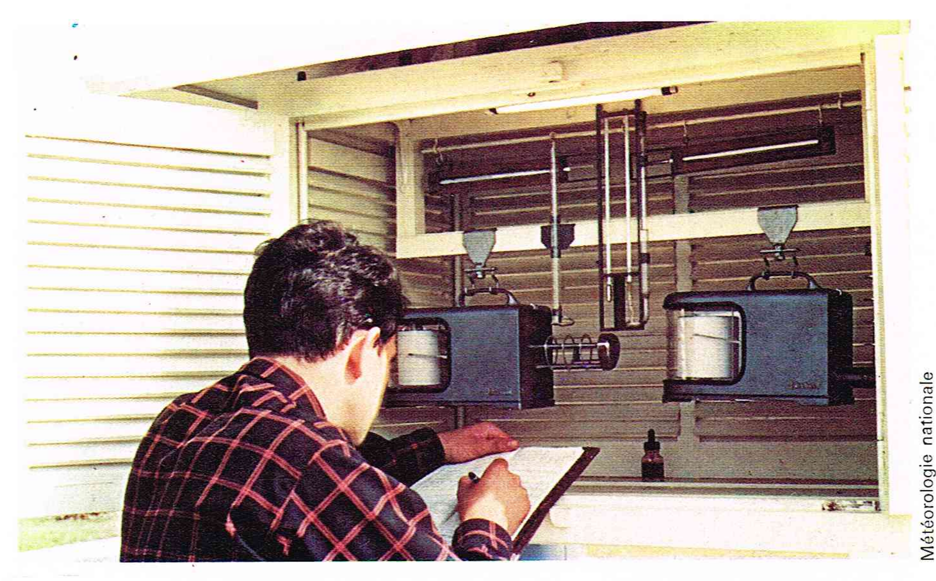
Quelques stations spécialisées effectuent des radiosondages de l'atmosphère à l'aide de radiosondes qui donnent des mesures en altitude de température, d'humidité, de pression et de vent.

L'ensemble de ces données est pointé sous forme d'une représentation symbolique sur les cartes météorologiques d'échelles différentes qui servent à faire une analyse de la situation météorologique dans les 3 dimensions. Il est évident que la densité des observations varie grandement suivant les lieux que l'on considère : sur les continents habités, elles sont souvent très denses tandis que, sur les océans, elles sont clairsemées. Dans les zones désertiques, elles sont assez rares. Le prévisionniste météorologue doit commencer l'approche du problème par une analyse aussi détaillée que possible de l'état présent de l'atmosphère, car il est indispensable, pour effectuer un travail de prévision, de connaître l'état actuel et passé de l'atmosphère. Sur les cartes de pression, le prévisionniste trace un réseau de lignes d'égale pression, les *isobares*, qui délimitent des anticyclones et des dépressions. Pour ce faire, il tient compte de la valeur de la pression donnée par chaque station d'observation, mais, si le besoin s'en fait sentir, il effectue des interpolations pour combler le manque de renseignements. Il tient compte également de la direction et de la vitesse des vents (qui doivent être, rappelons-le, parallèles ou légèrement rentrants par rapport à l'isobare). Les *cartes de « pression »* sont en général au nombre de 6 qui se repèrent par rapport au niveau moyen pour lequel elles sont établies (sol, 850, 700, 500, 300 et 200 millibars). A l'aide des radiosondages, on établit une carte de masses d'air qui permet une analyse des différents types de masses d'air qui sont en circulation. Ce travail préliminaire étant établi, il reste à effectuer une prévision qui, en fait, doit traduire la variabilité du temps qu'il va faire en un lieu, compte tenu du caractère migrateur des phénomènes météorologiques. Il existe plusieurs techniques pour élaborer une prévision, mais dans ce domaine, des progrès considérables se font de plus en plus, grâce à l'aide apportée par l'utilisation des ordinateurs qui permettent de calculer rapidement la variation d'un certain nombre de paramètres de l'atmosphère.

Méthodes de prévisions météorologiques

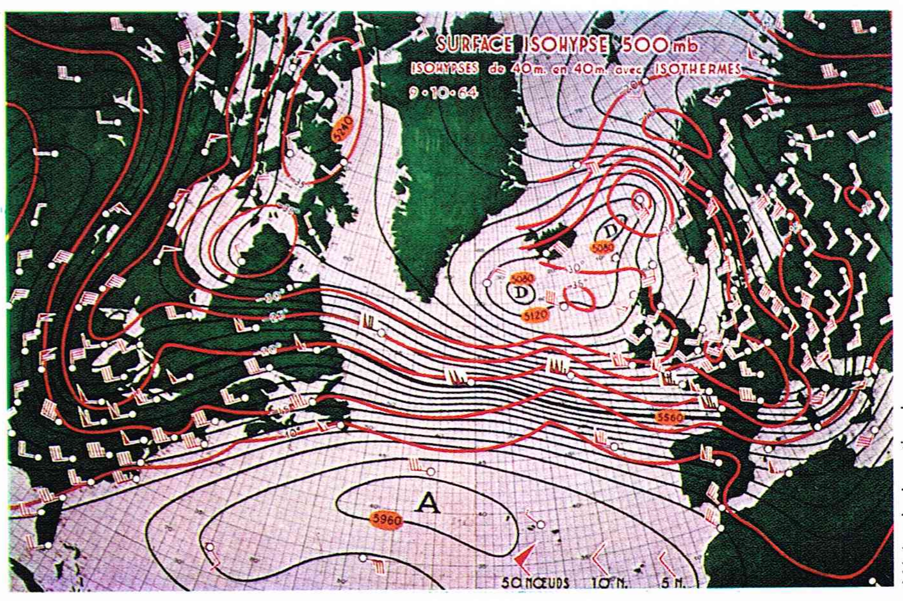
Les représentations schématiques de l'état de l'atmosphère à un instant donné, à l'aide des cartes météorologiques, sont un « diagnostic » de la situation météorologique. Pour tirer les conclusions qui vont permettre de connaître l'état futur de l'atmosphère et, par déduction, les différents types de temps qu'il fera sur différentes régions et à des échéances de temps déterminées, on doit utiliser un certain nombre de méthodes de prévision.

La **méthode française** des noyaux de variation de pression est restée pendant longtemps la seule méthode utilisée en France pour effectuer des prévisions à 24 et 36 heures d'échéance. Actuellement cette méthode est abandonnée au profit de méthodes plus modernes que nous verrons plus loin. Cette méthode est fondée sur l'étude des variations de la pression atmosphérique au cours des 3 et des 24 heures précédant le dernier réseau d'analyse synoptique. Sur des cartes spéciales, on trace les lignes d'égale variation de pression *(isallobares)*. On constate que celles-ci ont l'allure de courbes fermées, sensiblement concentriques et donnant en leur centre le maximum de la variation de la pression, en hausse ou en baisse, c'est-à-dire avec le signe + ou le signe —. Cet ensemble de lignes concentriques a reçu le nom de *noyau*. Pour une perturbation, on trouve un couple de noyaux, l'un négatif et l'autre positif. Les noyaux se déplacent à la même vitesse que la perturbation, et l'on constate que, sur mer, en période de maturité, leur vitesse est à peu près constante (cette vitesse est grande au moment de leur apparition et très faible au moment de leur disparition). Toute une géométrie isallobarique a pu être bâtie à partir de règles empiriques que la physique a ensuite justifiées. La prévision de position et de valeur des couples de noyaux a pour but initial de tracer un champ de pression prévu, duquel on pourra déduire immédiatement la direction du vent (loi de Buys Ballot) et sa vitesse (règle du gradient de pression), de positionner d'une manière assez approchée les différentes masses d'air ainsi que leurs surfaces de discontinuité qui, au sol, déterminent les fronts, d'avoir une idée assez précise de l'état du ciel en déterminant les nuages types liés aux noyaux de pression, enfin de calculer approximativement les variations de la température (qui sont une fonction complexe de la nébulosité et de la nature de la masse d'air). Cette

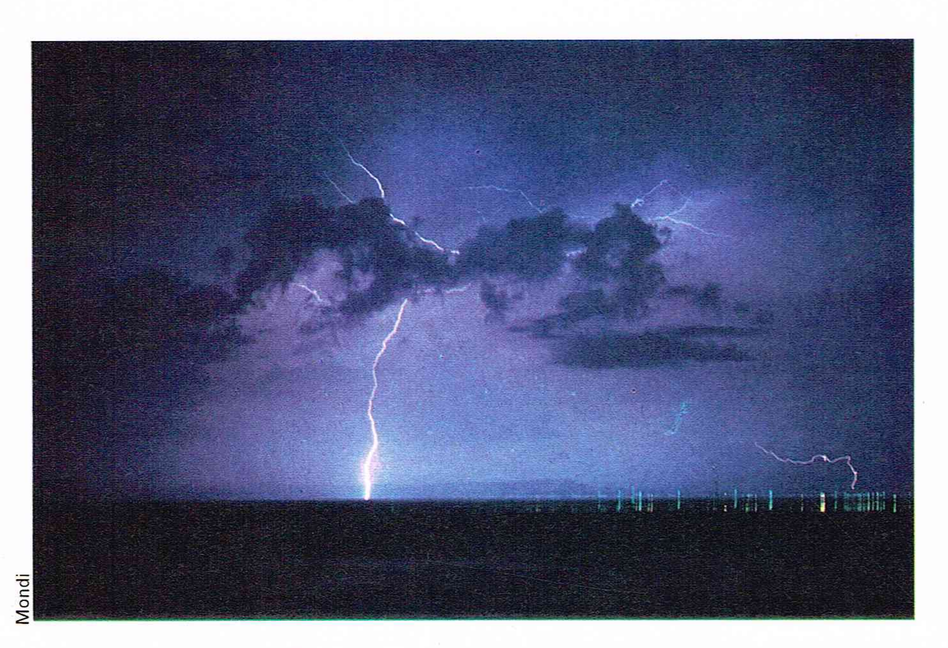

Météorologie nationale

▲ *L'observation des données météorologiques est effectuée soit par des météorologistes dans les différentes stations réparties sur le globe, soit par du personnel bénévole; ici, le relevé des appareils dans un abri météorologique.*

▼ *Carte de pression pour la surface 500 millibars (5 500 m d'altitude).*



Météorologie nationale



Mondi

▲ *Un orage avec des éclairs : la prévision de tels phénomènes nécessite l'acquisition d'un grand nombre de données et l'utilisation de modèles mathématiques.*

▼ *A gauche, carte de la répartition en France des centres régionaux et stations de la Météorologie nationale. A droite, un radar* **météorologique**; *ce type de radar permet la détection des tornades, des ouragans et des lignes d'orages.*

méthode, bien qu'elle soit assez simple dans son esprit, a permis à toute une génération de météorologistes d'effectuer le travail de prévision dans des conditions assez rigoureuses de raisonnement.

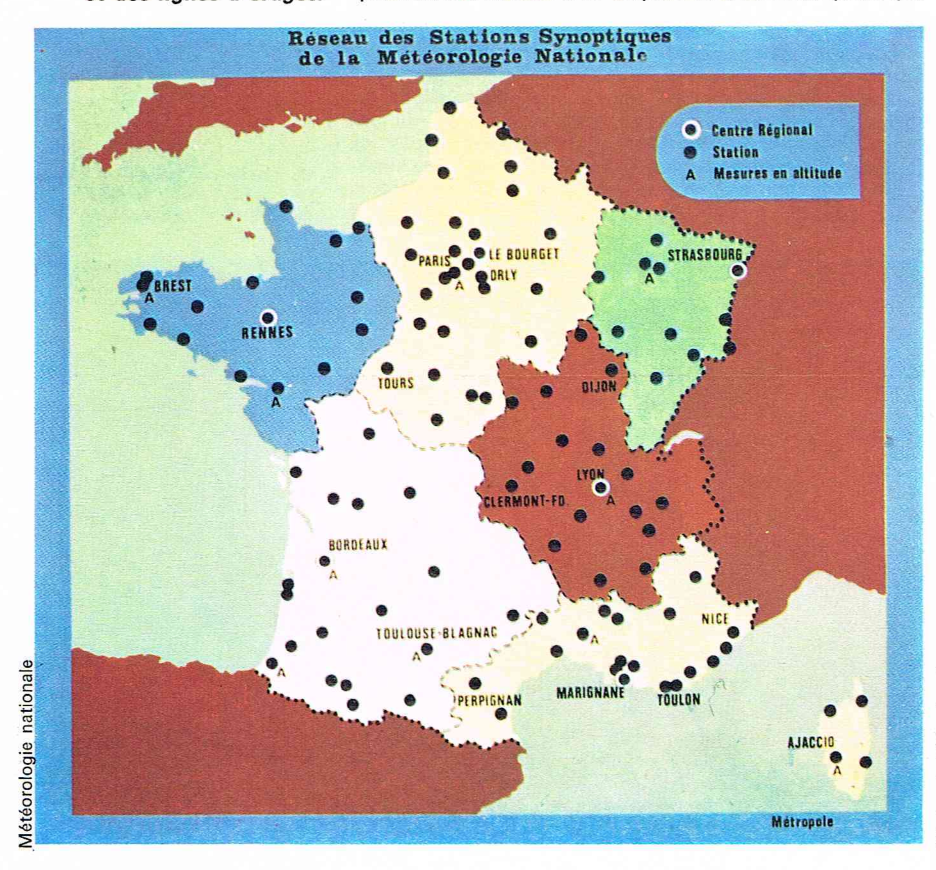
Mais cette méthode a trouvé un complément de grande valeur dans la **méthode norvégienne** qui, par l'introduction de la notion de front, a permis une analyse beaucoup plus détaillée des situations. Cela a eu pour conséquence d'affiner les résultats obtenus en permettant d'inclure dans les raisonnements un plus grand nombre de données et d'appliquer un plus grand nombre de lois de la physique de l'atmosphère. La méthode norvégienne a permis un travail beaucoup plus rationnel, dont le déroulement peut se résumer comme suit.

L'*analyse de la situation (diagnostic)* est effectuée par le météorologiste en partant de l'examen des types de nuages et des hydrométéores qui sont symboliquement pointés sur une carte. Il délimite approximativement la position des masses d'air en présence, en remarquant que l'air stable donne toujours des nuages en couches tandis que l'air instable engendre toujours des nuages à développement vertical. On peut du reste, en tenant compte de la topographie isobarique, déterminer la trajectoire antérieure de ces masses d'air, et en connaître ainsi l'origine et les caractères qui se sont modifiés au cours de leur déplacement sur les continents ou sur les océans. L'identification des masses d'air permet de mieux connaître leurs limites (fronts). Elle est en général liée à l'étude de l'évolution des noyaux de pression qui leur sont associés. A l'aide des cartes de masses d'air, on effectue l'étude simultanée des fronts au sol et des discontinuités qu'ils entraînent en altitude. Cela permet de mieux tracer le *champ d'isobares*. L'étude de chaque masse d'air en présence peut être affinée par l'étude attentive d'un radiosondage effectué dans chaque masse d'air type. Pour avoir une étude fine de leur évolution, il suffit alors d'étudier une suite de radiosondages. Enfin, il est nécessaire de bien connaître les conditions météorologiques le long des fronts : types de nuages, précipitations, etc.

La *formulation de la prévision (pronostic)* s'effectue alors. Le météorologiste détermine l'évolution de chacun des facteurs cités précédemment et essaie de dégager la nature de leur interaction. Une nouvelle synthèse permet de déterminer la position des phénomènes le lendemain, puis, en revenant du général au particulier de déduire les répercussions sur l'état de l'atmosphère en chaque zone intéressée. Le travail du prévisionniste part donc du particulier pour aller au général par analyse et synthèse, puis revient du général au particulier par analyse déductive.

Avant de passer aux différents modèles de prévision, il faut préciser deux points.

— Le premier point concerne l'*introduction de la coordonnée* $\sigma = \frac{p}{\pi}$ qui permettra, à partir des diverses équations donnant le champ de vitesse et l'évolution du champ thermique, d'élaborer une méthode de prévision. On repère donc la verticale dans le système de coordonnées par une troisième variable indépendante de l'espace σ définie par $\sigma = \frac{p}{\pi}$, dans laquelle p est la pression en un point de la verticale et π la pression au niveau de la surface terrestre sur une même verticale. Par définition, on



Météorologie nationale



Météorologie nationale

posera $\frac{d\sigma}{dt} = \dot{\sigma}$, qui sera nul au sommet et à la base de l'atmosphère. Il faut remarquer que, dans le système de repères, le géopotentiel du niveau π, Φ_s, représente le relief, et il est fonction de x et y ; à la base, $p = \pi$, donc $\sigma = 1$; au sommet de l'atmosphère, $p = 0$, $\sigma = 0$. On comprend que les formules et les équations trouvées précédemment peuvent se réécrire en coordonnées x, y, σ en faisant un changement de coordonnées. On obtient un certain nombre de relations entre les dérivées partielles de coordonnées x, y, p et de x, y, σ, et l'équation de continuité en coordonnées « pression »

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_p + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_p + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

devient :

$$\left(\frac{\partial (\pi u)}{\partial x}\right)_\sigma + \left(\frac{\partial (\pi v)}{\partial y}\right)_\sigma + \pi \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{\partial \pi}{\partial t} = 0,$$

car, si A représente un scalaire, on démontre que :

$$\frac{\partial A}{\partial p} = \frac{1}{\pi}\frac{\partial A}{\partial \sigma}.$$

En remarquant que les deux premiers termes représentent :

$$\mathrm{div}_\sigma\,(\pi \overrightarrow{V_h}) \quad \text{et que} \quad \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0 \quad \text{pour} \quad \sigma = 1,$$

on écrit l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\int_0^1 \mathrm{div}_\sigma\,(\pi \overrightarrow{V_h})\, d\sigma.$$

On a l'évolution de la pression en surface. Par le même processus de calcul, on obtient l'équation de la tendance qui s'écrit :

$$dp = \pi\, d\sigma + \sigma\left(\frac{\partial \pi}{\partial x} dx + \frac{\partial \pi}{\partial y} dy + \frac{\partial \pi}{\partial t} dt\right),$$

soit, en divisant par dt,

$$\omega = \pi \dot{\sigma} + \sigma\left(\frac{u\,\partial \pi}{\partial x} + \frac{v\,\partial \pi}{\partial y}\right) + \sigma \frac{\partial \pi}{\partial t}.$$

On obtient ω en fonction de σ. Le géopotentiel dans ce système de coordonnées s'écrit :

$$d\Phi = -\,C_p p^{-\frac{R}{C_p}} \pi^{\frac{R}{C_p}} Q\, d\left(\sigma^{\frac{R}{C_p}}\right).$$

En intégrant l'équation de continuité en coordonnées « pression » par rapport à σ pour σ variant de 0 à σ, σ étant le niveau où l'on veut calculer $\dot{\sigma}$, on obtient la valeur suivante :

$$\dot{\sigma} = \frac{\sigma}{\pi}\int_0^1 \mathrm{div}_\sigma\,(\pi \overrightarrow{V_h})\, d\sigma - \frac{1}{\pi}\int_0^\sigma \mathrm{div}_\sigma\,(\pi \overrightarrow{V_h})\, d\sigma.$$

Toutes les équations de la mécanique écrites en coordonnées σ permettent l'élaboration d'un système de prévision à 5 niveaux (modèle de Hinkelman).

— Le second point est relatif aux *« fonctions d'influence »*. Ces fonctions ont été mises au point et développées par l'*école russe*. Elles permettent de donner une solution mathématique, aussi exacte que possible, au système d'équations formé à l'aide de l'équation de la thermodynamique, de l'équation d'évolution du tourbillon en associant la relation de l'équilibre statique et la relation du tourbillon en fonction du géopotentiel ; soit les relations :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\overrightarrow{V_h}\,\overrightarrow{\mathrm{grad}_p}\,T + \omega\left(\frac{R}{C_p}\frac{T}{P} - \frac{\partial T}{\partial P}\right) + \frac{1}{C_p}\frac{\partial \varphi}{\partial t},$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\overrightarrow{V_h}\,\overrightarrow{\mathrm{grad}_p}\,(\zeta + f) + f\frac{\partial \omega}{\partial P},$$

$$T = -\frac{G}{R} P \frac{\partial Z}{\partial P} \quad \text{et} \quad \zeta_g = \frac{G}{f}\nabla^2 Z.$$

En adoptant l'hypothèse géostrophique, on obtient, après transformation, deux équations à deux inconnues, l'une étant la tendance de géopotentiel $\frac{\partial Z}{\partial t}$, l'autre étant la vitesse verticale ω. On doit cependant formuler quelques hypothèses pour les conditions aux limites. La vitesse verticale ω doit être fixée au sommet et à la base de l'atmosphère. On admet le plus souvent que, pour la limite, $\omega = 0$, ce qui signifie que l'on ne tient pas compte du frottement et du relief. Dans ce cas, la vitesse verticale calculée pour un niveau de pression P exprimé en milliers de millibars s'écrit :

$$\omega_P = \int_0^1 N_M^P A_M\, dP + \int_0^1 N_T^P A_T\, dP.$$

On désigne A_M par *cause mécanique*. Elle est de la forme :

$$A_M = M\,(-\overrightarrow{V_h}\,\overrightarrow{\mathrm{grad}_p}\,(\zeta + f)),$$

M étant un coefficient de proportionnalité négatif. Le facteur entre parenthèses représente, comme nous l'avons déjà vu, l'advection isobare du tourbillon absolu. Dans la pratique, cette advection est positive à l'avant des thalwegs et à l'arrière des dorsales. A_M est donc dans ce cas négative. A l'arrière des thalwegs et à l'avant des dorsales, l'advection est négative, donc A_M est positive.

Le terme A_T est désigné par *cause thermique*. Elle est de la forme :

$$A_T = R_a\left(-\overrightarrow{V_h}\,\overrightarrow{\mathrm{grad}_p}\,T + \frac{1}{C_p}\frac{dQ}{dt}\right).$$

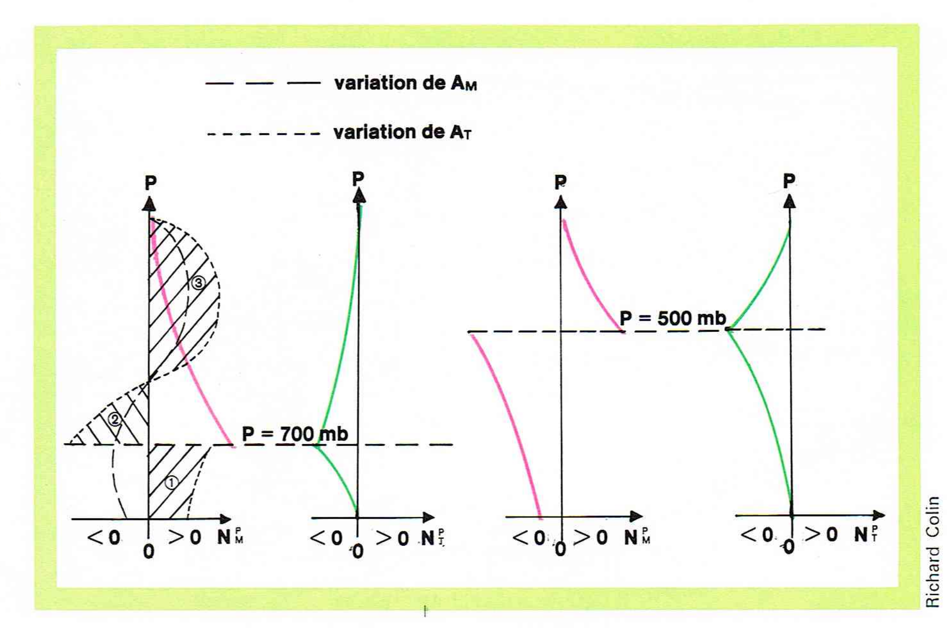
Le premier terme de la parenthèse concerne l'advection thermique isobare. Elle peut être positive ou négative suivant que l'advection est chaude ou froide. Le second terme concerne les apports calorifiques au sein des particules atmosphériques. Ils sont nuls lors des transformations adiabatiques. Le terme est positif lorsque la condensation intervient au cours des échanges, par suite de la libération de chaleur latente.

Les termes N_M^P et N_T^P, qui dépendent du niveau P de pression, sont appelés *« fonctions d'influence »*. Ces fonctions sont représentées par les courbes ci-dessus.

Il faut remarquer que les courbes ont les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire discontinuité ou point de rebroussement au niveau de pression considéré. Ces courbes permettent de déterminer ω_P puis A_M et A_T pour tous les niveaux. On reporte sur les courbes données les variations de A_M et de A_T pour un niveau donné. Sur le graphique, $\int_0^1 N_M^P A_M\, dP$ vaut la somme des surfaces hachurées 1 + 2 + 3 en considérant que 1 et 3 sont positives, et 2 négative. L'intégrale peut donc être, compte tenu de cette somme algébrique d'aires, positive ou négative, ce qui détermine le signe de ω, donc s'il y a des mouvements descendants (ω positif) ou ascendants (ω négatif). Il faut cependant s'assurer que :

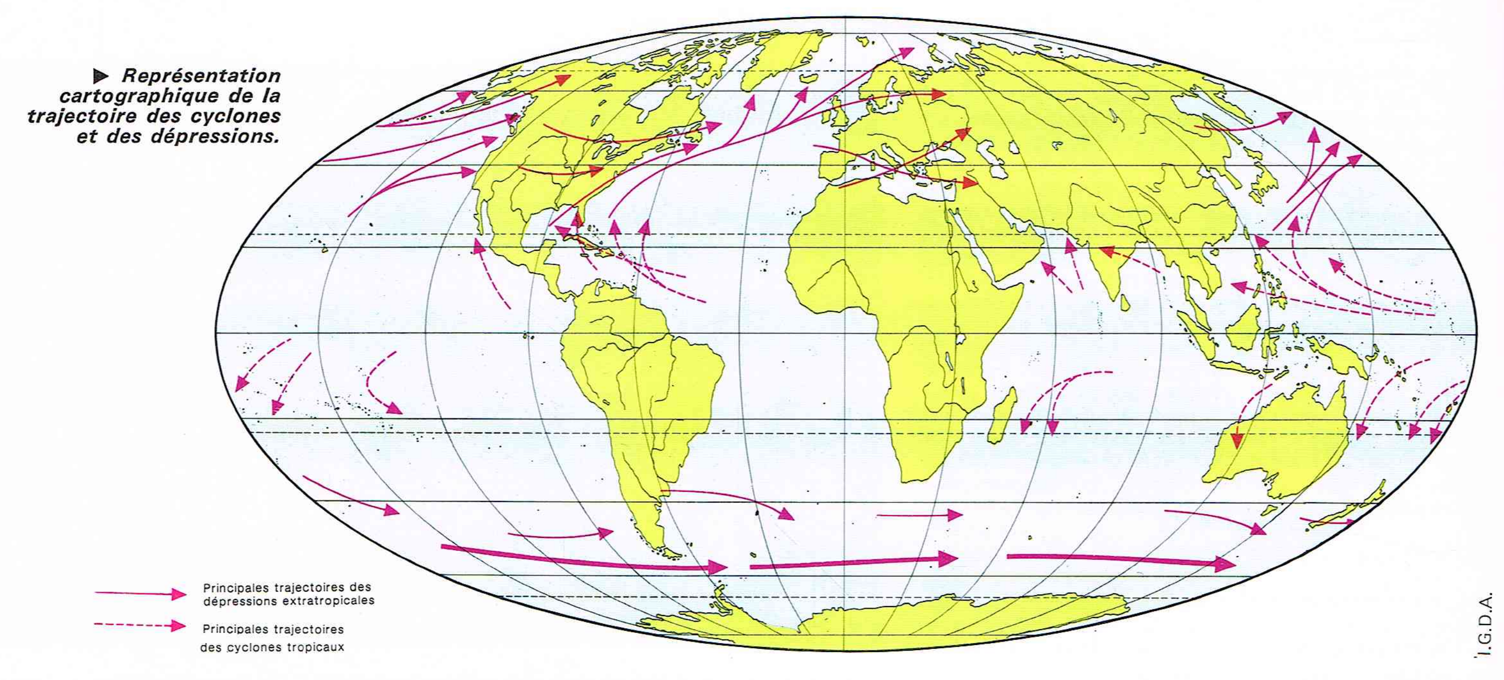
$$\int_0^1 N_T^P A_T\, dP$$

ne contre pas ces mouvements (en effectuant la somme algébrique des aires déterminées par la courbe de variation de A_T). Tout cela peut se résumer par le fait qu'à un niveau de pression P donné, la vitesse verticale est fonction de la combinaison de différentes advections



▲ ***Représentation graphique des* fonctions d'influence *mises au point et développées par l'école russe pour donner une solution aussi exacte que possible du système d'équations permettant la prévision météorologique.***

▶ ***Représentation cartographique de la trajectoire des cyclones et des dépressions.***



de tourbillon absolu, pour ce qui concerne la cause mécanique, qui se produisent plus haut et plus bas que le niveau considéré. La vitesse verticale dépend également de la combinaison des diverses distributions verticales de la cause thermique, au-dessus et au-dessous du niveau de pression considéré. Toute advection thermique positive se produisant à n'importe quel niveau élève la valeur algébrique de la cause thermique A_T à ce niveau. N_T est partout négatif, donc la vitesse verticale devient plus faible, ce qui crée ou renforce un mouvement ascendant, ou bien atténue ou annule un mouvement descendant.

L'expérience montre que, d'une manière générale, les causes thermiques ont une influence moins importante que les causes mécaniques. Aussi faut-il considérer toujours en priorité la cause mécanique A_M et savoir que, dans les zones dépressionnaires des basses couches ou dans les thalwegs de surface ou d'altitude, on observe des mouvements verticaux ascendants. Dans les zones anticycloniques des basses couches de l'atmosphère et dans les dorsales de surface ou d'altitude, on observe des mouvements verticaux descendants (autrement dit, on observe de la subsidence).

Avant de voir quelques modèles de prévision numérique couramment utilisés, disons quelques mots du *problème de l'instabilité de calcul*. D'une manière générale, on peut affirmer que les phénomènes atmosphériques sont la conséquence de la superposition de mouvements périodiques ou quasi périodiques se produisant à diverses échelles de temps et d'espace. Cette périodicité peut justifier l'appellation d' « ondes » donnée à ces phénomènes atmosphériques. En considérant des échelles d'espace plus ou moins grandes, on peut distinguer plusieurs types d'ondes.

— Les *ondes d'inertie (ou de gravité)* ont une échelle allant de quelques dizaines de kilomètres au kilomètre. La vitesse de phase de ces ondes est de l'ordre de la centaine de kilomètres à l'heure. On peut classer dans cette catégorie les *ondes de relief* (provenant de la circulation du fluide atmosphérique sur une montagne), les *lignes de grains* (formés par une ligne continue de cumulonimbus), les *tornades* qui se produisent en Afrique et en Amérique et, d'une manière plus générale, tout phénomène atmosphérique de petite échelle.

— Les *ondes synoptiques* ont une échelle spatiale plus grande, de l'ordre de 1 000 km. La vitesse de phase est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres à l'heure. Ces ondes synoptiques sont en général les perturbations du front polaire.

— Les *grandes ondes de la circulation générale* (ondes de Rossby se produisant dans la circulation à l'échelle hémisphérique) ont une étendue de l'ordre de 10 000 km. La vitesse de phase de ces ondes est très faible. Ces ondes se trouvent dans les dorsales et les thalwegs du niveau de pression 500 millibars, dans les centres d'actions (anticyclone et dépression).

Les équations d'évolution de l'atmosphère que nous avons vues plus haut, écrites sans simplifications, permettent de décrire toutes ces catégories d'ondes. Les équations du mouvement écrites en coordonnées « pression » ou « σ » qui ont comme hypothèse de base la quasi-staticité ne permettent pas de décrire les phénomènes ondulatoires des ondes sonores. Elles permettent cependant de décrire les autres phénomènes. On dit que ces équations « filtrent » les ondes sonores (qui ont, rappelons-le, une grande vitesse de phase de l'ordre de 300 m/s). Dans la prévision météorologique, seules les ondes synoptiques et les grandes ondes de la circulation générale nous intéressent. La considération des ondes d'inertie, ou ondes de gravité, ne pose pas beaucoup de problèmes. Elles sont à peu près exclues de l'analyse initiale effectuée à l'échelle synoptique, et elles n'ont qu'une importance très faible au cours de l'évolution atmosphérique envisagée. Cependant, lorsqu'on tra-



▶ ***Photo réalisée par satellite météorologique et transmise au centre de Lannion (Côtes-du-Nord), mettant en évidence une tempête sur la Bretagne.***

vaille en différences finies, tant dans l'échelle spatiale que temporelle, les solutions numériques trouvées pour toute onde effectivement prise en compte par le modèle de prévision numérique sont instables si $\Delta t > k\frac{D}{C}$. C'est le critère de courant, dans lequel Δt représente l'avance dans le temps (ou pas dans le temps), k une constante dépendant des unités et du mode de calcul, D la dimension réelle de la maille pour laquelle on effectue le calcul et C la vitesse de phase de l'onde considérée. Cette instabilité définit le fait qu'il y a une amplification rapide et sans aucune signification physique des ondes à chaque nouveau pas de calcul (pratiquement, l'amplitude de l'onde considérée double toutes les 2 ou 3 heures), si bien qu'à l'échéance de la prévision, c'est-à-dire à l'instant futur pour lequel le calcul est effectué, la solution trouvée, à cause de son instabilité, masque tous les autres phénomènes significatifs. Avec les équations primitives en coordonnées pression ou « σ », la plus grande vitesse de phase des ondes décrites précédemment est celle des ondes d'inertie et de gravité. Pour une dimension de maille donnée D, il existe une avance dans le temps critique $(\Delta t)_c$ donnée par la relation $(\Delta t)_c = k\frac{D}{C}$. Il faut que $\Delta t < (\Delta t)_c$, ce qui signifie qu'en pratique, pour une dimension de maille de quelques centaines de kilomètres, le pas dans le temps limite est de l'ordre de quelques minutes. Si l'on filtre les ondes de gravité et d'inertie, ce temps critique est de l'ordre de 1 heure. Le modèle à équations primitives a donc des calculs assez simples à l'intérieur d'une même avance dans le temps, calculs donnant directement la tendance. Il respecte les principes énergétiques, et les simplifications, de ce fait, sont réduites au minimum. Par contre, ce modèle a une avance dans le temps très petite, ce qui nécessite de nombreux calculs dès que l'on veut avoir une échéance de prévision de 12, 18 ou 24 heures. Rappelons que les équations filtrées qui permettent des avances dans le temps beaucoup plus grandes, ont été établies plus haut et font intervenir l'équation d'évolution du tourbillon en hypothèse géostrophique.

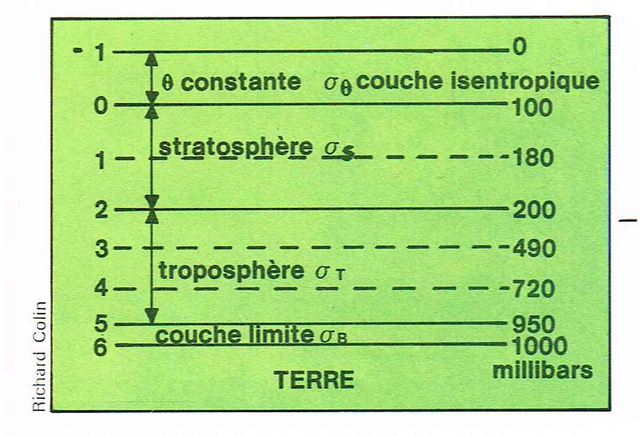
Modèles de prévision

Le modèle de Hinkelmann

Il utilise les équations en coordonnées σ mais il n'y a pas de terme de chaleur (c'est-à-dire que les échanges thermiques sont nuls). Il prend en compte le frottement. Les calculs s'effectuent pour 5 niveaux, avec des données fondamentales de u, v et t calculées aux niveaux impairs, π étant relatif à la surface de la Terre. On calcule les géopotentiels Φ à tous les niveaux. A l'aide de l'équation donnant $\dot{\sigma}$, on calcule $\dot{\sigma}$ de tous les niveaux pairs avec $\dot{\sigma} = 0$ pour la base et le sommet de l'atmosphère.

Le modèle à équations primitives de Shuman

C'est un modèle à 6 couches, utilisé par les services américains de prévision. L'atmosphère du modèle comporte une couche limite planétaire, trois couches troposphériques, deux couches stratosphériques et une couche isentropique dans laquelle la température potentielle est constante dans l'espace et dans le temps. Cette couche n'a aucune réalité météorologique. La structure verticale du modèle américain se présente schématiquement de la manière indiquée sur le schéma ci-dessous.



La résolution des équations primitives se présente, du moins théoriquement, plus simplement que la résolution des équations modifiées par l'introduction de l'équation d'évolution du tourbillon dans les modèles qui utilisent les équations filtrées. Mais la résolution pose des problèmes d'instabilité de calculs. Comme on ne « filtre » pas les ondes de gravité, il faut effectuer des avances dans le temps de durée inférieure à 10 minutes. On multiplie de ce fait les erreurs de calcul. Au démarrage des calculs, la prise en compte de données météorologiques insuffisantes ou erronées risque d'introduire des ondes parasites qui, ultérieurement, peuvent masquer des solutions intéressantes en donnant des solutions peu réalistes sur le plan de l'évolution des phénomènes météorologiques. Pour essayer de limiter ce type d'erreur, on réalise des calculs utilisant le processus d'initialisation et des schémas de différences finies. Dans le modèle de Shuman, la coordonnée verticale utilisée est la coordonnée de Phillips, qui s'écrit :

$$\sigma = \frac{P - P_H}{P_B - P_H},$$

où P_H, P_B représentent la pression au sommet et à la base d'une couche. Ce modèle donne des solutions par couche. Les variations verticales deviennent des différences réelles dans les surfaces de coordonnées σ. On obtient, en se référant à la représentation schématique, des couches du modèle :

$$\sigma_B = \frac{P - P_5}{P_6 - P_5} \quad \sigma_T = \frac{P - P_2}{P_5 - P_2} \quad \sigma_S = \frac{P - P_0}{P_2 - P_0} \quad \sigma_\theta = \frac{P}{P_0}$$

Les Américains utilisent pour réaliser les calculs une grille de 3 021 points dont seulement les 1 977 points centraux, compris approximativement dans un octogone, servent réellement (c'est le domaine utile de la prévision). Le reste des points hors de ce domaine utile constitue une zone tampon qui permet d'assurer la stabilité des calculs en limitant l'introduction de données parasites dues aux conditions limites latérales de la grille générale. Les variables indépendantes sont x, y (coordonnées cartésiennes horizontales sur la projection), σ, et t, le temps. Les variables dépendantes du temps sont : u et v composantes horizontales réelles du vent, $\omega = \frac{d\sigma}{dt}$ vitesse verticale, θ la température potentielle, Z le géopotentiel, p la pression, $\pi = \frac{T}{T_{1\,000}}$ ($T_{1\,000}$ est T à la pression 1 000 millibars), et q l'humidité spécifique.

On calcule la valeur des variables à l'aide des équations dites de pronostic. Le modèle de prévision utilise les équations de base suivantes :

— équation du mouvement en projection :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \dot{\sigma}\frac{\partial u}{\partial \sigma} - v\left(f - v\frac{\partial m}{\partial x} + u\frac{\partial m}{\partial y}\right) + m\left(u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial gZ}{\partial x} + C_p\theta\frac{\partial \pi}{\partial x}\right) + F_x = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \dot{\sigma}\frac{\partial v}{\partial \sigma} + u\left(f - v\frac{\partial m}{\partial x} + u\frac{\partial m}{\partial y}\right) + m\left(u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial gZ}{\partial y} + C_p\theta\frac{\partial \pi}{\partial y}\right) + F_y = 0;$$

— équation de l'hydrostatique :

$$\frac{\partial gZ}{\partial \sigma} + C_p\theta\frac{\partial \pi}{\partial \sigma} = 0;$$

— équation de la thermodynamique :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \dot{\sigma}\frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + m\left(u\frac{\partial \theta}{\partial x} + v\frac{\partial \theta}{\partial y}\right) + H = 0;$$

— équation de continuité :

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial p}{\partial \sigma}\right) + \frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{\partial p}{\partial \sigma}\dot{\sigma}\right) + m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial p}{\partial \sigma}u\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial p}{\partial \sigma}v\right)\right] - \frac{\partial p}{\partial \sigma}\left(u\frac{\partial m}{\partial x} + v\frac{\partial m}{\partial y}\right) = 0;$$

— équation de conservation de la vapeur d'eau :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \dot{\sigma}\frac{\partial q}{\partial \sigma} + m\left(u\frac{\partial q}{\partial x} + v\frac{\partial q}{\partial y}\right) + C = 0.$$

Pour simplifier l'écriture, F_x et F_y sont les termes de frottement et de turbulence dans la couche limite, H les

◀ *Il existe différents modèles mathématiques permettant d'effectuer des prévisions météorologiques à partir des données acquises par le réseau d'observation à la surface du globe et en altitude : ici, représentation graphique de la structure verticale du* **modèle à équations primitives de Shuman**, *qui est utilisé par les services américains de météorologie ; selon ce type de modèle, l'atmosphère est divisée en 6 couches.*

influences adiabatiques, et C les influences de la condensation et de l'évaporation dans le bilan de la vapeur d'eau. Il faut remarquer que les équations sont écrites en coordonnées σ. Les données initiales entrant dans le calcul sont obtenues à partir des analyses objectives faites journellement dans le domaine des 3 021 points. On obtient ainsi la température au sol, le géopotentiel du niveau 1 000 millibars, les températures et les géopotentiels des niveaux standards 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 et 100 millibars. $\frac{\partial p}{\partial \sigma}$ est initialisée à partir de 3 champs de pression préalablement analysés et correspondant à la base, au sommet de la stratosphère et à la tropopause du modèle. En interpolant les géopotentiels et les pressions des surfaces σ, θ de chaque couche est calculée par l'équation de l'hydrostatique. L'initialisation des vents se fait par l'intermédiaire des fonctions de courant déterminées par l'équation de balance à partir des géopotentiels moyens de chaque couche (cela permet d'éliminer les ondes de gravité initiales). Pour l'humidité, on initialise la quantité d'eau précipitable que l'on calcule par :

$$W = \frac{1}{g}\int_{\sigma_u}^{\sigma_e} q \frac{\partial p}{\partial \sigma} d\sigma$$

intégrée sur les couches inférieures du modèle. On admet qu'au-dessus du niveau 3, il n'y a plus de vapeur d'eau. A partir des tendances calculées pour les éléments :

$$\overline{u}_t^t, \quad \overline{v}_t^t, \quad \overline{p}_{\sigma t}^t \quad \text{et} \quad \overline{w}_t^t,$$

on calcule, en partant des valeurs initiales, les nouvelles valeurs des variables par avance dans le temps. Ce modèle tient compte, en plus des forces de frottement, de la convection, du rayonnement et des échanges thermiques sur les océans. C'est donc un modèle très élaboré. Les résultats de la prévision qui sont obtenus en coordonnées σ sont traduits ensuite en valeurs sur les surfaces isobares standards. Cela donne un champ de pression en surface, des géopotentiels, des températures et des vents jusqu'au niveau 1 000 millibars. Avant leur exploitation, ces champs sont réexaminés et éventuellement lissés, en particulier pour tenir compte de certains effets orographiques importants (comme le Groenland, les Rocheuses, l'Himalaya). On peut en tirer alors certains champs complémentaires (comme le champ d'épaisseur 850-500 millibars), des vents et des vitesses verticales ω pour certains niveaux. Ce type de modèle donne des prévisions à échéance de 24 et 48 heures que l'on peut qualifier de satisfaisantes; à 72 heures d'échéance, le produit du calcul est moins satisfaisant, mais il donne néanmoins une idée de l'évolution des différents champs. A l'échéance de 4 et 5 jours, de nombreuses erreurs s'introduisent dans les calculs, ce qui limite pour l'instant l'exploitation de ce modèle à ces échéances avec une fiabilité acceptable.

Le modèle japonais

C'est un modèle à 4 niveaux numérotés en centaines de millibars : niveaux 3, 5, 7 et 9. Il dérive directement d'un modèle filtré très simple élaboré à partir de deux équations fondamentales :

$$\nabla^2 \frac{\partial \Phi}{\partial t} = -\frac{1}{f_0} J\,(\Phi, \nabla^2\Phi + f_0 f) + f_0^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} + f_0 \,\overrightarrow{\text{rot}}\, \vec{F}$$

et :

$$p^2 \frac{\partial}{\partial_p}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial_t}\right) = -p\left[\frac{1}{f_0} J\left(\Phi, p\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right) + \frac{RQ}{C_p}\right] - R_a \omega s$$

pour lesquelles f_0 est la valeur moyenne du paramètre de Coriolis et s le paramètre de stabilité de l'atmosphère. On néglige dans ce cas les effets de frottement, et on opère en hypothèse d'adiabatisme sec. On considère comme conditions aux limites $\omega_{10} = 0$ et $\omega_2 = 0$ (voir ci-dessous, à gauche la schématisation du modèle japonais).

On écrit alors la première équation uniquement pour les niveaux impairs et l'équation suivante pour les niveaux pairs. Le modèle présente quelques particularités. On introduit les termes de frottement dans l'équation du tourbillon écrite pour le niveau 9. On introduit des termes d'apport de chaleur dans l'équation $p^2 \frac{\partial}{\partial_p}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial_t}\right)$ considérée pour les niveaux 8 et 6. Ces termes d'apport de chaleur se divisent en deux parties : chaleur sensible, qui représente la chaleur échangée entre la surface terrestre et l'atmosphère, et le terme de libération éventuelle de la chaleur latente de condensation. La conduite des calculs s'effectue de la manière suivante : on calcule les prévisions de géopotentiels pour les niveaux 9, 7, 5 et 3. On peut obtenir le géopotentiel à 1 000 millibars à partir des niveaux 9, 7 et 5 à l'aide d'une équation de régression (formulation linéaire). En fait, ce modèle est un modèle à 5 niveaux. On calcule ensuite les épaisseurs des tranches d'atmosphère 700/900, 500/700 et 300/500 millibars. On obtient ainsi une idée des températures aux niveaux 800, 600 et 400 millibars, qui sont les niveaux milieux des tranches précédentes. Enfin, on calcule les vitesses verticales aux niveaux 800, 600 et 400 millibars.

Le modèle américain Cressman

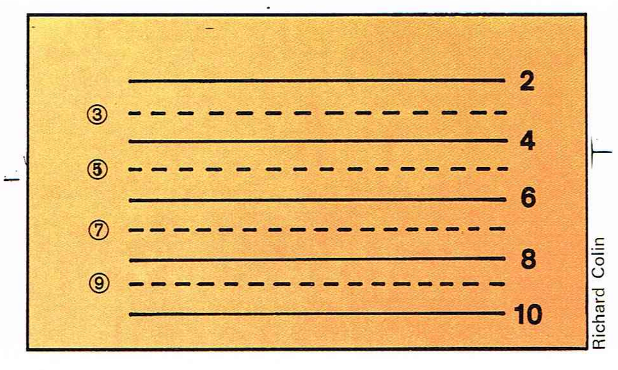
C'est le premier modèle utilisé en Amérique à partir de 1966. C'est un modèle à 3 niveaux notés 2, 5, 8. La schématisation des niveaux du modèle est donnée ci-dessous.

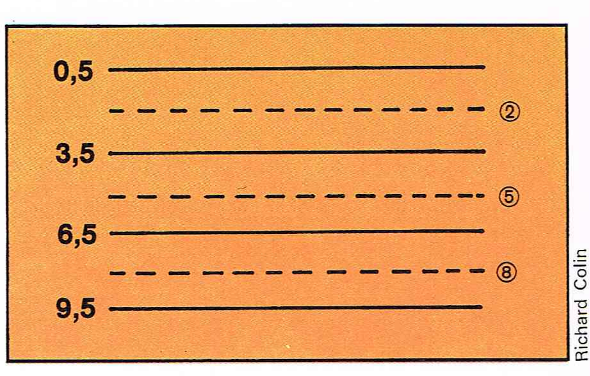
Les conditions aux limites sont $\omega = 0$ pour le niveau 0,5 et $\omega = 0$ pour le niveau 9,5. On utilise les principes généraux propres aux équations filtrées. L'équation du tourbillon est appliquée aux niveaux 2,5 et 8, tandis que l'on applique l'équation thermique aux niveaux 6,5 et 3,5. On considère un certain nombre de particularités du modèle : on utilise une « balance équation » avec un terme de courbure pour passer de Φ à Ψ. C'est plus précis, et on peut ainsi raisonner sur l'hémisphère entier (f n'est pas constant comme dans le cas précédent où l'on prenait f_0). De plus, l'équation du tourbillon n'est plus l'équation donnée précédemment $\nabla^2 \frac{\partial \Phi}{\partial t}$ mais une équation beaucoup plus complexe. Enfin, on prend en compte le frottement et le relief de la surface terrestre. Il n'y a pas de termes d'apport de chaleur. Les calculs permettent de prévoir la fonction de courant aux niveaux 8, 5 et 2, ce qui entraîne la connaissance du géopotentiel aux niveaux 800, 500 et 200 millibars. Sur les autres niveaux, on obtient les vitesses verticales et les températures.

Le modèle barotrope

C'est un modèle filtré qui répond au principe de conservation de la composante verticale du tourbillon absolu et qui, faisant appel aux hypothèses quasi statique et quasi géostrophique, filtre les ondes sonores et les ondes de gravité et d'inertie. Avec ces hypothèses, ce modèle considère l'atmosphère comme un fluide à deux dimensions. On étudie son mouvement avec un seul paramètre, la fonction de courant Ψ au niveau 500 millibars. Cette fonction de courant est déduite du champ de géopotentiel analysé Φ_{500} à l'aide de l'équation de balance linéarisée :

$$\nabla^2\Phi = \nabla \cdot f\nabla\Psi.$$





▶ ***Représentation schématique de 2 types de modèles utilisés pour la prévision météorologique : à gauche, le** modèle **japonais à 4 niveaux notés 3, 5, 7 et 9; à droite, le** modèle américain **Cressman à 3 niveaux numérotés 2, 5 et 8.***

L'équation d'évolution de Ψ est l'équation du tourbillon sous la forme :

$$(\nabla^2 - kf)\frac{\partial \Psi}{\partial t} = - J(\Psi, \nabla^2\Psi + f) + f\frac{\partial \omega}{\partial p}.$$

C'est une équation type Helmholtz. J représente l'*opérateur jacobien* donnant, comme nous l'avons vu précédemment, l'advection horizontale du tourbillon absolu.

$-k\frac{\partial \Psi}{\partial t}$ est un terme de divergence permettant de contrôler le mouvement zonal des grandes ondes planétaires. Les conditions aux limites sont $\omega = 0$ à 200 millibars (niveau moyen de la tropopause) ; $\omega = \omega_s$, vitesse verticale en surface induite par le relief, et le frottement est donné par :

$$\omega_s = J(\Psi_s, p_s) - \frac{\rho_s g}{f} C_d |V_s| \nabla^2 \alpha_s,$$

où p_s est la pression standard en surface correspondant à un relief terrestre adouci, ρ_s la masse spécifique de l'air en surface, C_d le coefficient de frottement de Cressman qui est fonction de la nature de la surface, $|V_s|$ le module du vent en surface et Ψ_s la fonction de courant en surface, extrapolée de la formule :

$$\Psi_s = \Psi_{500}\left(1 - 0{,}8\frac{p_s - 500}{500}\right);$$

α_s est le coefficient de diffusion. On effectue les calculs en différences finies, les jacobiens étant calculés avec 9 points, le laplacien avec 5 points et l'équation du tourbillon étant résolue par la méthode de surrelaxation itérative. Ψ est ensuite intégré par la méthode des avances en prenant un pas dans le temps $\Delta t = 1$ h. Ce modèle donne une prévision peu satisfaisante au niveau 500 millibars mais rend bien compte de l'évolution d'une colonne atmosphérique. Ce modèle conserve pratiquement les quantités de tourbillon absolu des particules et ne peut générer des phénomènes de cyclogenèse ou d'anticyclogenèse.

Le modèle à divergence nulle

C'est un modèle voisin du précédent. Si l'on considère comme précédemment la fonction de courant Ψ et le géopotentiel à 500 millibars Φ, l'équation du modèle à divergence nulle sera :

$$\frac{\partial(\nabla^2\Psi)}{\partial t} = - J(\Psi, \nabla^2\Psi + f).$$

En adoptant la balance équation la plus simple :

$$\Psi = \frac{\Phi}{f_0} = g\frac{Z}{f_0}$$

(où Z représente les géopotentiels en unités M.K.S.A.), on peut résoudre l'équation. Bien que le modèle puisse s'appliquer à de vastes domaines, nous raisonnerons sur un domaine réduit. Soit D la dimension réelle de la maille. On définit l'opérateur J^* tel que $J = \frac{1}{4D^2}J^*$.

On obtient après transformation mathématique :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\bar{Z} - Z) = \frac{-g}{4D^2 f_0}J^*\left(Z, \bar{Z} + \frac{\partial^2 f_0}{4g}f\right).$$

En effectuant une avance dans le temps de Δt, avec pour variation de Z et $\bar{Z}$ les quantités ΔZ et $\Delta\bar{Z}$, on peut écrire :

$$\frac{\Delta Z}{\Delta t} \# \frac{\partial Z}{\partial t}$$

soit : $$\Delta\bar{Z} - \Delta Z = -g\frac{\Delta t}{4D^2 f_0}J^*\left(Z, \bar{Z} + \frac{D^2 f_0}{4g}f\right).$$

Cette équation permet de calculer la quantité ΔZ que nous cherchons. Cette équation est l'*équation de prévision*.

Le modèle à 3 niveaux

Les équations de base de ce modèle sont :

— L'*équation du tourbillon* écrite pour les 3 niveaux 800, 500 et 300 millibars. Comme pour le modèle barotrope, on peut dire que les termes de divergence de la forme $k_i\frac{\partial \Psi_i}{\partial t}$ que l'on introduit à chaque niveau dans l'équation du tourbillon permettent d'amortir les déplacements des grandes ondes.

— On trouve également, en hypothèse d'adiabatisme, l'*équation du premier principe de la thermodynamique* qui s'écrit, rappelons-le, sous la forme :

0	- - - - - - -	$\omega_0 = 0$	- - - - - - - 50
1	————	χ_1, ψ_1	———— 200
2	- - - - - - -	ω_2, E_2	- - - - - - - 350
3	————	χ_3, ψ_3	———— 500
4	- - - - - - -	ω_4, E_4	- - - - - - - 650
5	————	χ_5, ψ_5	———— 800
6	- - - - - - -	ω_6	- - - - - - - 950
			millibars

Richard Colin

◄ ***Le modèle de prévision à 3 niveaux** (1, 3, 5, correspondant aux surfaces 300, 500 et 800 millibars); x représente le potentiel de vitesse, y la fonction de courant, et E l'épaisseur entre 2 niveaux.*

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - J(\Psi, T) + \omega\left[\frac{R}{C_p}\frac{T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p}\right]$$

qui est traduite en termes d'épaisseur, c'est-à-dire de la forme :

$$\frac{\partial E_2}{\partial t} = - J(\Psi_2, E_2) + \omega_2\sigma_2\Delta p$$

et :

$$\frac{\partial E_4}{\partial t} = - J(\Psi_4, E_4) + \omega_4\sigma_4\Delta p.$$

— Enfin, l'*équation de continuité* écrite en différences finies :

$$\nabla^2\chi_1 = -\frac{\omega_2}{\Delta p}; \quad \nabla^2\chi_3 = \frac{\omega_2 - \omega_4}{\Delta p}; \quad \nabla^2\chi_5 = \frac{\omega_4 - \omega_6}{\Delta p};$$

ω_6 est la vitesse verticale induite à la base de l'atmosphère par le frottement et le relief.

Pour un tel modèle, l'atmosphère se présente sous la forme schématique présentée ci-dessus où χ représente le potentiel de vitesse, $\omega = \frac{dp}{dt}$, Ψ la fonction de courant et E l'épaisseur entre 2 niveaux.

Le problème consiste à résoudre les équations de pronostic qui sont, en fait, les équations du tourbillon écrites pour les 3 niveaux, 800, 500 et 200 millibars. On calcule d'abord les géopotentiels à l'aide d'un modèle simplifié en faisant l'approximation $\nabla \cdot f\nabla\chi \simeq f\nabla^2\chi$. Cela permet de faire apparaître dans les équations d'énergie du système les vitesses verticales ω_2 et ω_4 en fonction des tendances d'épaisseur $\frac{\partial E_2}{\partial t}$ et $\frac{\partial E_4}{\partial t}$. Ayant calculé ces tendances, on en déduit les vitesses verticales ω, et de là les potentiels de vitesse χ. On peut alors résoudre les équations du tourbillon (encore appelées équations de Helmoltz), pour obtenir Ψ et terminer les calculs par les épaisseurs E_2 et E_4. L'initialisation des Ψ est obtenue par l'équation de balance linéarisée, soit à partir de l'analyse objective classique, soit à partir des champs de géopotentiels du modèle 6 niveaux pour des échéances de 36 et 48 heures. Pour des échéances de 72 à 96 heures, on couple les deux modèles. D'une manière générale, l'expérience montre que les modèles baroclines sont supérieurs aux modèles barotropes (rappelons que les modèles barotropes fournissent une prévision à un niveau unique, généralement 500 millibars, tandis que les modèles baroclines fournissent une prévision à plusieurs niveaux) pour des échéances de 36 à 48 heures. Au-delà, les modèles baroclines divergent par rapport à la réalité. Dans la pratique, pour de meilleurs résultats, on opère en général avec les deux modèles conjointement et, à partir de l'échéance 36 heures, on continue les calculs avec le modèle barotrope exclusivement.

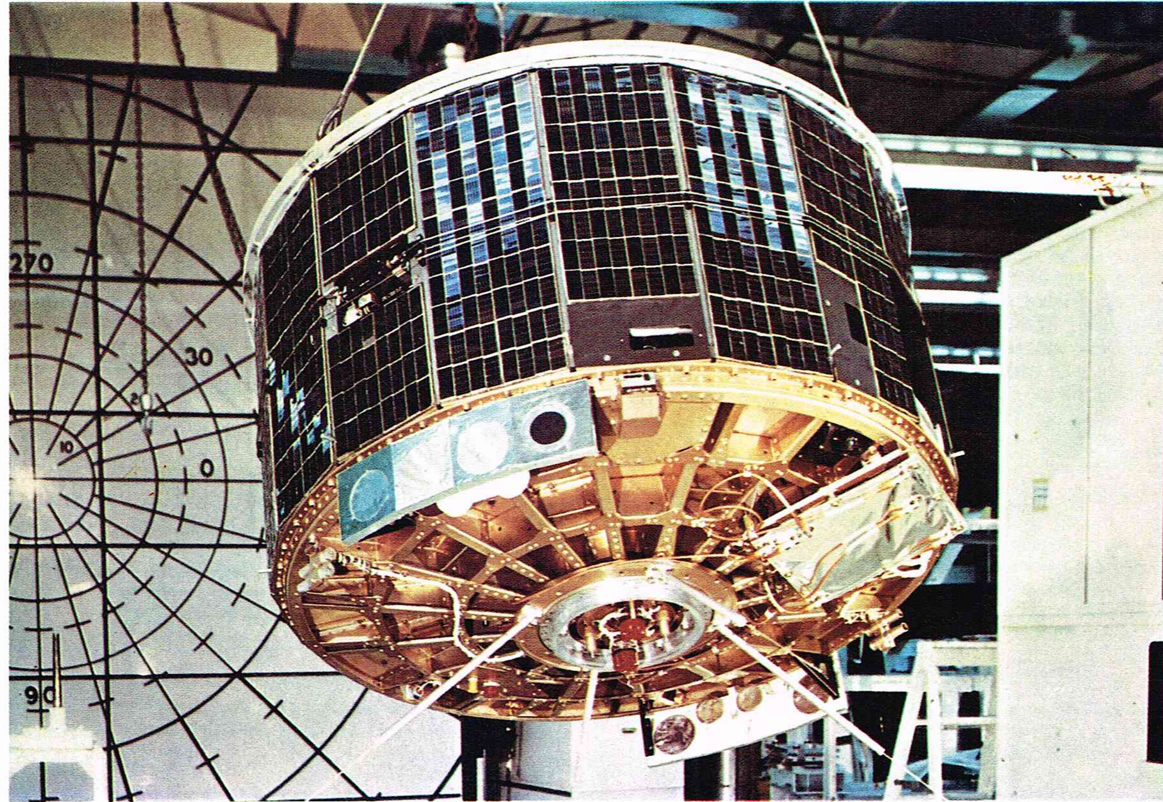
Analyses automatiques

Pour rationaliser les calculs sur ordinateur, on crée une chaîne de calcul qui inclue le contrôle des données, l'analyse automatique des champs météorologiques, les calculs de prévision et enfin la présentation des résultats sous forme de cartes tracées automatiquement sur tables traçantes reliées aux ordinateurs. Nous allons dire

quelques mots des *analyses automatiques*. Il existe plusieurs méthodes pour effectuer ces analyses. Nous traiterons la plus simple de ces méthodes, celle du Suédois Doos revue par Cressman. Envisageons, par exemple, l'analyse automatique du géopotentiel. Le problème consiste à obtenir aux points de grille de calcul les valeurs de géopotentiel de la surface isobare considérée, et ce par l'intermédiaire des données de géopotentiel et de vent aux différentes stations (données discrètes). Il faut disposer d'une première ébauche de l'analyse sous forme de valeurs aux points de grille. Cette pseudo-analyse porte le nom de « guess-field ». Elle peut éventuellement être une prévision valable pour l'heure de l'analyse. A travers un certain nombre d'itérations, on corrige les valeurs aux points de grille par rapport aux valeurs données par les stations qui ont effectué des mesures. Soit Z_g^0 la valeur du géopotentiel du guess-field au point de grille, Z_i^r la valeur réelle du géopotentiel à la station numérotée *i*, Z_i^0 la valeur de ce géopotentiel à la station *i* impliquée par le guess-field Z_g^0. Soit $\vec{V}_i$ le vecteur vent réel à la station. Si le point de grille de calcul *g* et la station *i* sont voisins, la connaissance de $\vec{V}_i$ et de la différence $Z_i^r - Z_i^0$ va entraîner la détermination d'une correction au point de grille *g*. Lorsque toutes les stations auront ainsi apporté leur correction à tous les points de la grille, on obtiendra une première approche de l'analyse définitive dont les valeurs au point de grille sont notées par Z_g^1. En partant de cette première approche, on recommence le même processus de calcul en partant de la valeur Z_g^1 qui influe sur la valeur Z_i^1, etc., jusqu'à ce que toutes les stations aient ainsi apporté leurs corrections à tous les points de grille. On arrive ainsi à une deuxième approche de l'analyse qui se rapproche de l'analyse définitive. C'est donc un procédé pseudo-itératif. En général, on admet que l'analyse définitive est atteinte au bout de la quatrième itération. Il faut remarquer que le poids de la correction élémentaire qu'apporte une station *i* au point de grille *g* est d'autant plus grand que la distance point grille-station sera plus faible. Il faut donc introduire une fonction de poids W qui sera proportionnelle à la correction élémentaire. Cette fonction de poids W est donnée par la formule $W = \frac{N^2 - d^2}{N^2 + d^2}$, où N et *d* sont des longueurs mesurées en prenant comme unité de mesure la dimension

C. Fons

▲ ***Une table traçante utilisée pour la météorologie : reliées aux ordinateurs qui réalisent les calculs de prévision météorologique, ces tables donnent les résultats directement sous forme de cartes.***



▶ ***L'utilisation de satellites artificiels en météorologie a permis de dresser des catalogues des différents types de formations nuageuses, et surtout de compléter le manque de données au niveau des océans : ici, le satellite Essa III, version améliorée des satellites de la série des Tyros.***

Archives Radaelli

de maille (d est la distance point grille-station et N représente une constante dépendant uniquement du numéro de l'itération en cours). On constate que W = 1 pour $d = 0$, que W sera négatif pour $d > N$, ce qui est, bien sûr, impossible. Cela veut dire que seules les stations situées à l'intérieur d'un cercle de centre g et de rayon N contribuent à la correction totale apportée en g. Donc N est le domaine d'influence au-delà duquel on ne peut faire intervenir la valeur point station aux valeurs points grille.

Conclusion

La conclusion se tournera résolument vers l'avenir. En effet, depuis une dizaine d'années, avec l'avènement des calculateurs d'une part et avec l'utilisation intensive des satellites météorologiques d'autre part, la science météorologique est entrée dans une ère nouvelle, mais avec des objectifs bien modestes en regard des moyens techniques mis à sa disposition. A l'aide de calculatrices de plus en plus puissantes, les météorologistes ont pu résoudre les problèmes de la thermodynamique de l'atmosphère et appréhender plus parfaitement la mécanique atmosphérique.

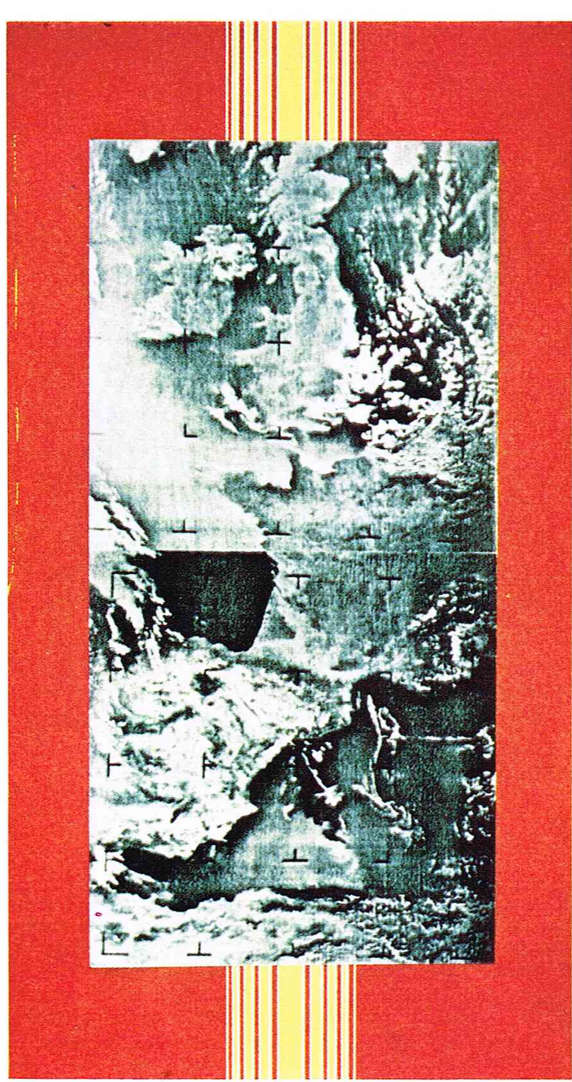
Au début de cette ère nouvelle, le réseau d'observation de surface et d'altitude a suffi en fournissant régulièrement les données nécessaires pour effectuer des prévisions à l'aide de modèles mathématiques relativement simples. Mais, de plus en plus, les différents services nationaux de prévision ont essayé de parfaire ces modèles mathématiques, et, rapidement, le manque de données régulières sur de vastes parties du globe (en particulier sur les océans et les déserts) a été un frein au développement de ces différents modèles. Par certains artifices de calcul, on a pu, dans certains cas bien précis, pallier le manque d'informations de base.

Mais ces procédés n'ont pas remplacé l'acquisition directe des données par l'observation immédiate. Aussi s'est-on tourné vers les techniques aérospatiales, et les premiers satellites artificiels ont été surtout des satellites météorologiques. Cette nouvelle technique d'observation « globale » de l'atmosphère, par prises de vue successives soit en visible, soit en infrarouge, a, au début, posé plus de problèmes qu'elle n'a donné de sources d'explication des phénomènes. Cependant, grâce à l'étude *a posteriori* de l'imagerie satellitaire, on a pu dresser des catalogues de configurations types des formations nuageuses et, par là même, apporter au prévisionniste météorologue une nouvelle source de renseignements qui est loin d'être négligeable. Cette imagerie a également confirmé le bien-fondé de la théorie norvégienne sur la frontologie. Plus récemment, les mesures de températures en altitude faites par les satellites équipés de sondes à infrarouge ont permis de compléter assez efficacement le manque de données, en particulier sur les océans.

Il est évident que les moyens mis en œuvre dépassent très largement les possibilités considérées aux niveaux nationaux. Aussi comprend-on mieux que la météorologie soit devenue plus que jamais une science internationale dont l'organe de direction est l'Organisation mondiale de météorologie, organisme dépendant de l'O.N.U. Les recommandations de l'O.M.M. concernent exclusivement le caractère international de la science de l'atmosphère, donc l'interdépendance, pour certains domaines, de tous les services nationaux. Faut-il rappeler qu'en matière de prévision, les visées de l'O.M.M. sont bien modestes : l'organisation recommande de coordonner toutes les recherches en modèles de prévision afin qu'en 1980, chaque service national, en les appliquant, puisse fournir des prévisions à échéance de 5 jours qui aient un coefficient de réussite de 80 %. Par cette nouvelle orientation, la météorologie n'est plus l'affaire d'un seul mais de tous les météorologistes du monde.

BIBLIOGRAPHIE

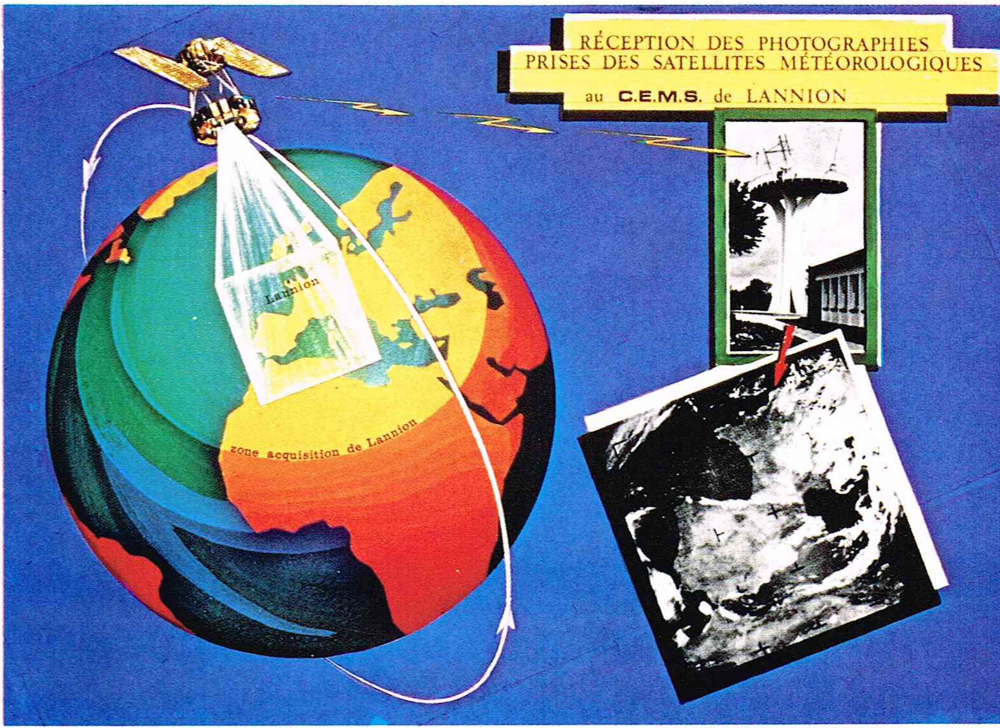
BESSMOULIN J. et CLAUSSE R., *Vents, Nuages et Tempêtes,* Plon. - BRICARD J., *la Physique des nuages,* P.U.F. - DADY G., *Météorologie dynamique et Prévision numérique,* Météorologie nationale. - GEIGER R., *The Climate near the Ground*. - PERLAT A. et PETIT M., *Mesures en météorologie,* Gauthier-Villars. - PETTERSEN S., *Weather Analysis and Forecasting.* Vol. I et II.



Météorologie nationale

◀ ***Photo prise en infrarouge par satellite météorologique.***

▼ ***Représentation schématique de la réception au Centre des études météorologiques spatiales de Lannion des photographies prises par satellite météorologique.***



Météorologie nationale



N. Cirani

▲ *La* climatologie *étudie les variations de l'ensemble des conditions atmosphériques caractérisant le climat, mais aussi leurs causes et leur répartition géographique; ici, une zone désertique du sud-est de l'Égypte, caractérisée par un climat aride et une végétation éparse, localisée sur des buttes sablonneuses.*

▶ *Page ci-contre, répartition géographique des principaux types de pluies, en janvier (en haut) et en juillet (en bas); le déplacement des masses d'air est représenté par les flèches bleues et ces masses sont notées : A, arctique; cP, continentale polaire; mP, maritime polaire; cT, continentale tropicale; mT, maritime tropicale.*

CLIMATOLOGIE

La climatologie est la science qui étudie les variations de l'ensemble des conditions atmosphériques caractérisant le climat, leurs causes, leur répartition sur le globe. Pour pouvoir effectuer la climatologie d'une région, d'un pays, il est nécessaire de posséder un nombre assez important d'observations échelonnées régulièrement ou même irrégulièrement dans le temps. A ce titre, la climatologie s'adresse toujours aux événements climatiques passés, et, si ceux-ci présentent un quelconque caractère de périodicité, on essaie de dégager les caractéristiques de cette périodicité. On prend, par principe, un certain nombre d'éléments météorologiques comme la température, les précipitations, les vents, l'humidité, la pression, la nébulosité, et on étudie les variations de chaque élément et leur interaction. Tout cela constitue le *climat*. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que ces différents facteurs météorologiques sont influencés par les divers facteurs géographiques et géologiques : latitude, relief, altitude, proximité ou éloignement des étendues d'eau, et nature du sous-sol. Définir un climat, c'est essayer de le classer, en fonction de ses caractéristiques propres, dans un système plus général de *climats types*. Ces climats types permettent à leur tour, compte tenu de leur répartition à la surface du globe, de définir des *zones climatiques*. Il existe plusieurs classifications de climats. Pris séparément, des éléments météorologiques peuvent à eux seuls donner une classification des climats.

Si l'on considère la répartition géographique des *températures moyennes mensuelles,* on obtient une classification sommaire qui permet de distinguer 5 zones climatiques.

— *Zone froide,* pour laquelle 4 mois au moins de l'année connaissent une température moyenne inférieure à 10 °C. On n'observe pas à proprement parler de saison estivale.

— *Zone tempérée,* pour laquelle les quatre saisons sont assez marquées du point de vue thermique. Le contraste est bien entendu le plus grand entre les saisons extrêmes : l'hiver et l'été.

— *Zone subtropicale,* pour laquelle on observe des oscillations thermiques plus marquées avec un maximum prononcé. Cette zone connaît au moins 1 mois (8 au plus) de température moyenne maximale au-dessous de 20 °C.

— *Zone tropicale,* pour laquelle les variations mensuelles de la température sont prononcées. Dans cette zone, on observe une période chaude, mais on remarque qu'aucun mois de l'année n'a une température moyenne diurne au-dessous de 20 °C.

— *Zone équatoriale,* pour laquelle les saisons sont mal définies à cause des faibles oscillations de la température tout au long de l'année.

Si l'on considère maintenant uniquement les *quantités d'eau précipitées en une année,* on obtient un nouveau type de classification des climats fondé sur le régime pluviométrique.

— *Régime pluviométrique équatorial :* les pluies tombent tout au long de l'année. On observe tout de même deux maximums bien marqués se produisant au moment des équinoxes.

— *Régime pluviométrique subéquatorial :* on distingue deux saisons pluvieuses séparées par une période de sécheresse plus ou moins longue.

— *Régime pluviométrique tropical :* il est caractérisé par de longues périodes de sécheresse.

— *Régime pluviométrique des déserts :* les pluies sont rares, et leur fréquence est fortement irrégulière.

— *Régime pluviométrique méditerranéen :* on distingue deux régimes principaux : le *régime* dit *maritime* et celui dit *continental.* Dans le premier, les pluies sont abondantes avec un maximum principal en automne et un maximum secondaire au printemps. Dans le second, les pluies sont abondantes en hiver et en automne. Pour les deux régimes types, l'été est une saison caractérisée par l'absence de pluies sur une durée plus ou moins longue suivant les années.

— *Régime pluviométrique des régions septentrionales :* les pluies sont réparties tout au long de l'année. On observe cependant un maximum franchement marqué en été pour les régions présentant un caractère continental, ou en hiver pour celles qui présentent un caractère maritime.

— *Régime pluviométrique des moussons :* il est caractérisé par deux saisons très contrastées, l'hiver, qui est la saison sèche, et l'été, qui est la saison pluvieuse.

Pris séparément, les éléments météorologiques ne peuvent pas permettre une classification satisfaisante. Par contre, en groupant un certain nombre d'éléments, on arrive à des classifications plus rationnelles et plus exactes.

La classification la plus utilisée est celle de Köppen. Elle est essentiellement fondée sur les effets des climats sur la croissance de la végétation. Donc température et pluviométrie sont les deux principaux critères de cette classification qui distingue 11 types de climat classés en 5 groupes référencés par les cinq premières lettres de l'alphabet et qui dépendent de la latitude.

— A est le groupe des *climats tropicaux humides,* c'est-à-dire pluvieux;

— B est le groupe des *climats tropicaux secs,* c'est-à-dire le plus souvent arides;

— C est le groupe des *climats tempérés humides,* c'est-à-dire en général chauds et pluvieux;

— D est le groupe des *climats froids;*

— E est le groupe des *climats polaires neigeux.*

Chaque groupe comprend des sous-groupes qui constituent les types climatiques principaux. Ces types sont référencés par des lettres majuscules ou minuscules, différentes des premières.

— *f* est le climat sans saison sèche;

— *s* est le climat avec sécheresse estivale;

— *w* est le climat avec sécheresse hivernale;

— S est celui des steppes;

— W celui des déserts;

— T celui des toundras;

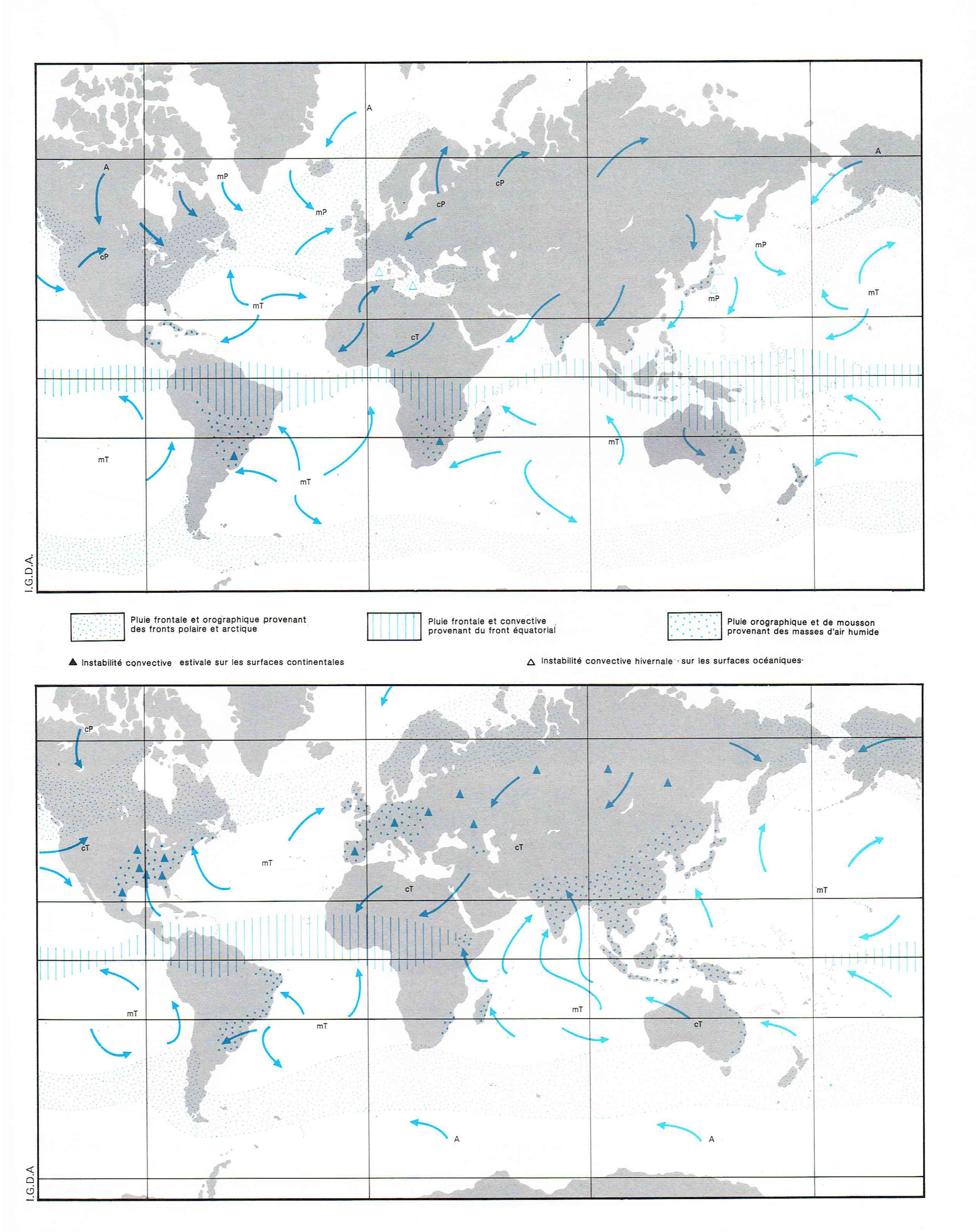
— F celui des glaces.

Les 11 types de climats se classent de la manière suivante.

— **Climats tropicaux pluvieux**

Type Af : climat tropical pluvieux des zones de forêts, ne comportant pas de saison sèche. Les caractères essentiels de ce climat type sont, d'une part, une température moyenne du mois le plus froid supérieure à 18 °C et, d'autre part, des précipitations mensuelles, même pour le mois le moins pluvieux de l'année, supérieures à 60 mm.

Type Aw : climat tropical pluvieux des zones de savane comportant une période de sécheresse hivernale.


A
mP
cP
mT
cT
I.G.D.A.
Pluie frontale et orographique provenant des fronts polaire et arctique
Pluie frontale et convective provenant du front équatorial
Pluie orographique et de mousson provenant des masses d'air humide
▲ Instabilité convective estivale sur les surfaces continentales
△ Instabilité convective hivernale sur les surfaces océaniques
I.G.D.A

La température moyenne du mois le plus froid de l'année reste supérieure à 18 °C. En ce qui concerne les précipitations du mois le plus sec, elles sont inférieures à 10, 20, 40 ou 60 mm selon que la quantité annuelle des pluies est respectivement de 100, 150, 200 ou 250 mm.

— Climats secs (arides)

Type BS : climat aride des zones de steppes. Le climat type sec ou aride du groupe B est caractérisé par une imbrication étroite des températures et des pluies ainsi que de leurs effets (en particulier pour les précipitations) sur la vie végétative. Pour déterminer un climat sec des zones de steppes, il faut avoir la relation $r \leqslant 20\,t + 140$ pour laquelle r représente la quantité annuelle de précipitations en millimètres et t la température moyenne annuelle en °C.

Type BW : climat aride des déserts. Pour ce climat type, il faut que les quantités annuelles de précipitations soient égales à la moitié de celles que l'on obtient par le calcul de la relation précédente.

— Climats tempérés pluvieux et chauds

Dans ce type de climat, la température moyenne du mois le plus froid de l'année et celle du mois le plus chaud sont identiques, à peu de chose près, à celles du climat tempéré pluvieux chaud sans saison sèche du type C*f*. Les précipitations tombant au cours du mois le plus humide de la saison chaude sont au moins dix fois plus abondantes que celles qui tombent au cours du mois le plus sec de la saison froide.

Type Cf : climat tempéré pluvieux chaud sans saison sèche. Ce climat comporte des précipitations réparties en toutes saisons. La température moyenne du mois le plus froid est comprise entre 18 °C et — 3 °C. La température moyenne du mois le plus chaud est toujours supérieure à 10 °C.

Type Cw : climat tempéré pluvieux chaud avec sécheresse hivernale. On observe dans ce cas les précipitations uniquement en été. La température moyenne du mois le plus froid reste comprise entre 15 °C et — 4 °C; quant à celle du mois le plus chaud, elle est supérieure à 12 °C.

Type Cs : climat tempéré pluvieux chaud avec sécheresse estivale et pluies en hiver. Les températures du mois le plus froid et du mois le plus chaud sont comparables à celles du climat type C*f*. Les précipitations tombant au cours du mois le plus humide de la saison froide sont au moins trois fois plus abondantes que celles qui tombent au cours du mois le plus sec de la saison chaude.

— Climats froids

Type Df : climat froid des forêts, sans saison sèche. La température moyenne du mois le plus froid est inférieure à — 3 °C. Elle est supérieure à 10 °C au cours d'un mois au moins de la saison chaude. Les précipitations ont lieu en toute saison.

Type Dw : climat froid des forêts avec sécheresse hivernale. Dans ce type de climat, la température moyenne du mois le plus froid et celle du mois le plus chaud sont identiques à celles du climat D*f*. Les précipitations qui tombent au cours du mois le plus humide de la saison chaude sont au moins dix fois supérieures à celles du mois le plus sec de la saison froide.

— Climats polaires neigeux

Type ET : climat polaire des zones couvertes par les toundras. La température moyenne du mois le plus chaud est comprise entre 10 °C et 0 °C.

Type EF : climat polaire des glaces. Dans ce climat type, la température moyenne du mois le plus chaud reste inférieure à 0 °C. Le climat type E se retrouve quelquefois ailleurs qu'aux latitudes polaires, par exemple, dans les régions situées aux altitudes supérieures à 3 000-3 500 mètres. Pour indiquer cette particularité due à l'altitude et non à la latitude, on utilise la lettre H.

Pour parfaire cette classification, Köppen a utilisé d'autres lettres afin de préciser quelques particularités intéressantes du point de vue climatique.

— *a* est utilisé lorsque la température du mois le plus chaud est supérieure à 22 °C ;

— *h* indique que la température moyenne annuelle est supérieure à 22 °C ;

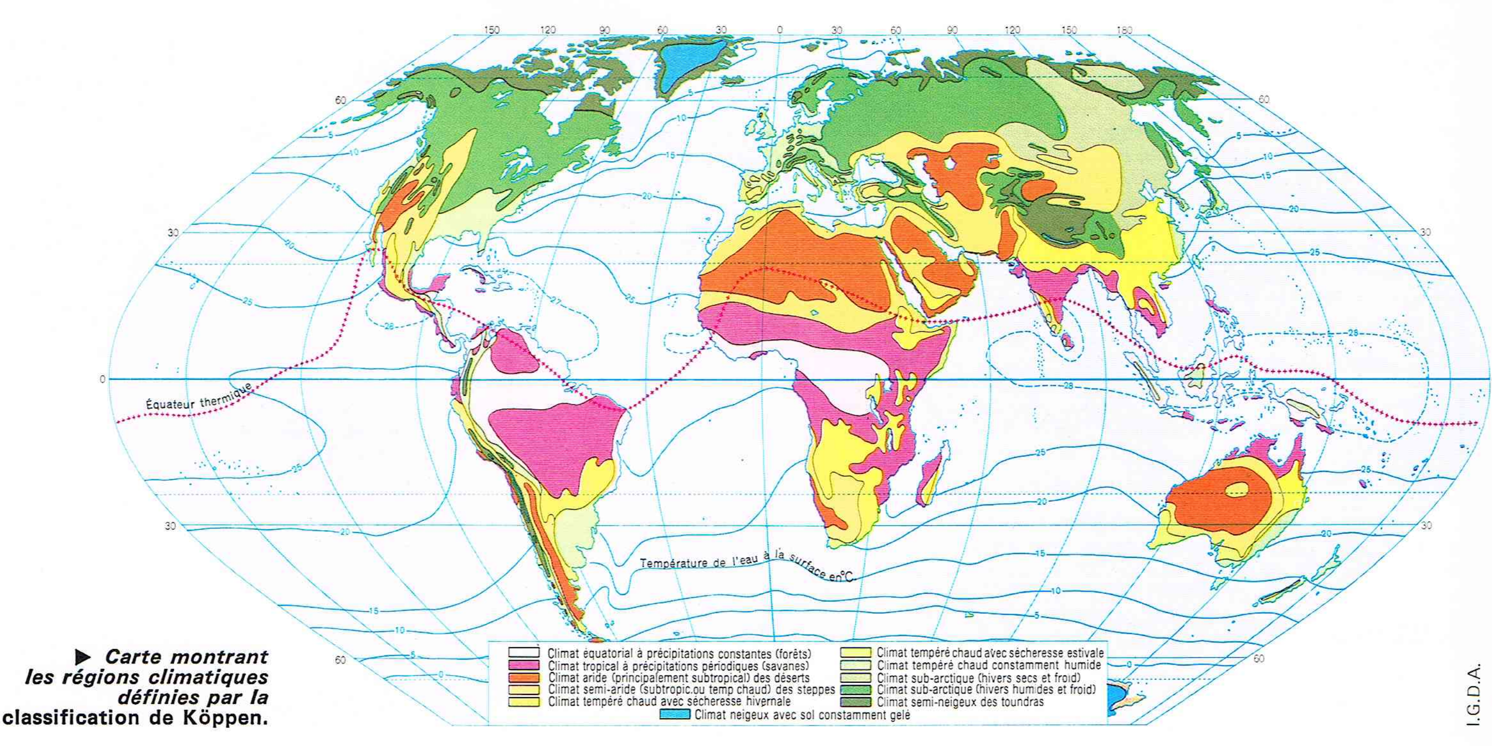
— *i* signifie que la température est à peu près constante et que l'amplitude annuelle de sa variation est inférieure à 5 °C ;

— *m* est caractéristique des pluies de mousson ;

— *n* signale que le type de climat en question donne de fréquents brouillards ;

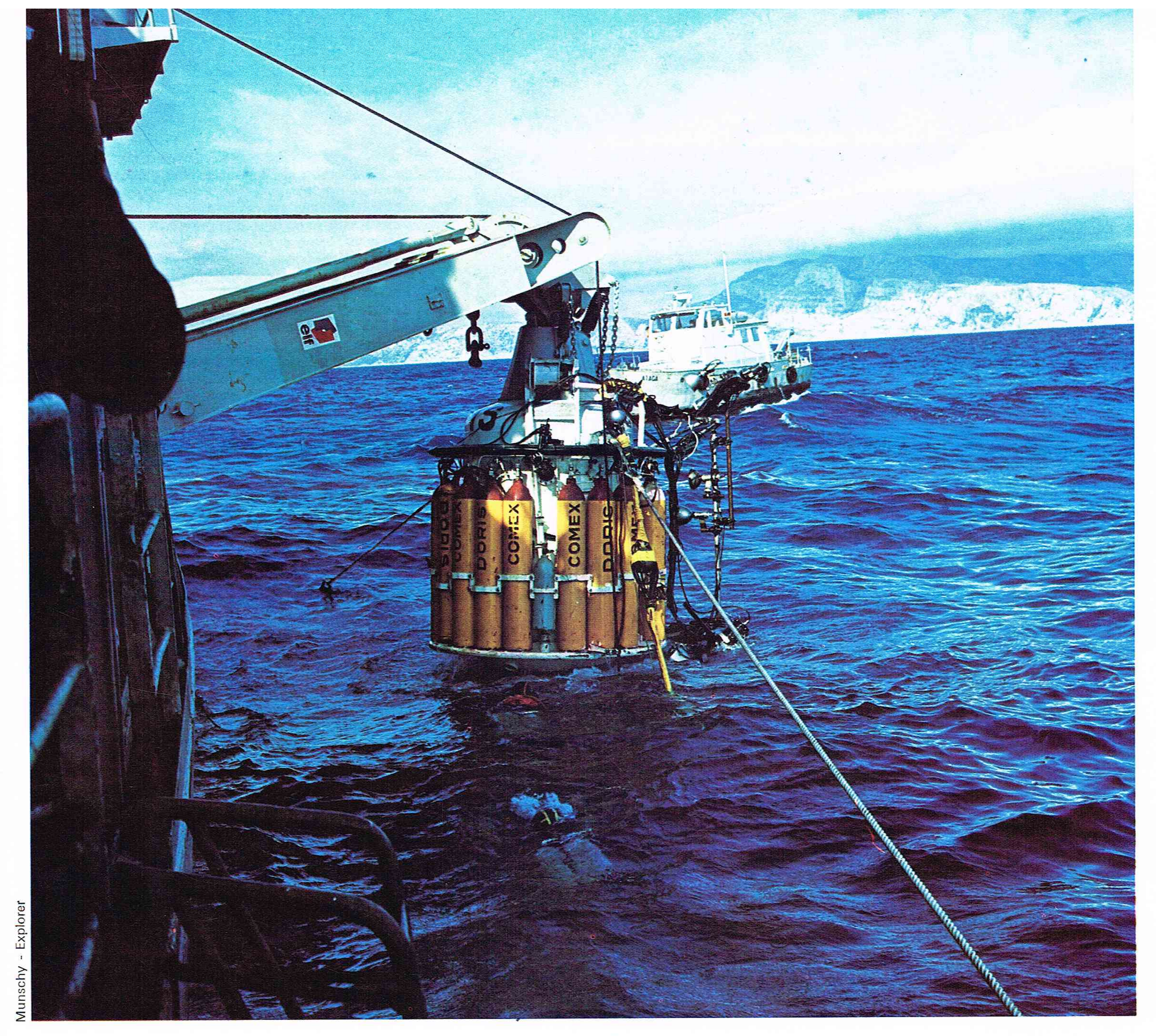
— *k* est significatif d'un climat à hiver froid ayant une température annuelle moyenne inférieure à 18 °C.

Ainsi, en combinant de manières différentes toutes ces lettres, on obtient un symbolisme climatique relatif à chaque site. Sur une carte géographique du monde où l'on indique la distribution des divers climats, on peut observer quelques zones qui, sur chaque continent, présentent des caractéristiques climatiques semblables. Sur une carte planétaire, on trouvera sur les zones les plus septentrionales de chaque hémisphère le climat polaire des glaces du type EF, suivies immédiatement, un peu plus bas en latitude, par des surfaces plus importantes en étendue sur lesquelles règne le climat polaire des toundras du type ET. Plus au sud, on trouve de vastes zones sur lesquelles s'étend le climat froid des forêts du type D. La masse continentale située à l'occi-



▶ *Carte montrant les régions climatiques définies par la* classification de Köppen.

I.G.D.A.



Munschy - Explorer

▲ ***L'étude du milieu marin, qui couvre 71 % de la surface du globe terrestre, nécessite la mise en place d'un matériel technique très particulier, bien adapté aux milieux étudiés : milieu vivant, milieu fluide et milieu solide avec l'étude des fonds océaniques; ici, une*** **tourelle de plongée.**

dent, constamment sous l'influence des courants océaniques d'ouest humides et doux, n'a pas de saison sèche (type D*f*), tandis que les parties orientales des continents, hors de l'influence océanique, ont un climat du type D*w*.

En descendant en latitude, on assiste à un adoucissement des températures avec apparition des différents climats du type C donnant des hivers moins froids que le type D. L'extension septentrionale du climat C se trouve sur la bordure occidentale des continents qui est soumise à l'influence directe de l'effet adoucissant des océans. Cependant, dans ces régions, le climat est du type C*f*, c'est-à-dire que l'on ne retrouve pas de saison sèche.

Par contre, aux latitudes plus méridionales, il est du type C*s* qui caractérise l'été chaud de ces régions. Sur la face orientale des continents, le climat type C s'observe uniquement sous la forme C*w*, plus au sud que sur la face occidentale, avec des hivers secs. Aux basses latitudes, on trouve les vastes zones de climat aride s'étendant de la côte occidentale des continents jusque vers le milieu de la masse de terre. Le climat aride des steppes du type BS entoure les zones de climat aride des déserts BW. Près de l'équateur, on retrouve les zones de climat tropical des savanes du type A*w* et enfin le climat tropical pluvieux des forêts du type A*f*.

BIBLIOGRAPHIE

GRISOLLET-GUILMET et ARLERY, *Climatologie - Méthodes et pratiques,* Gauthier-Villars. - THOMPSON P. et O'BRIEN R., *le Climat,* Laffont Sciences.

LES OCÉANS OCÉANOGRAPHIE OCÉANOLOGIE

Les océans couvrent 71 % de la surface du globe terrestre. Si banale qu'elle soit, cette constatation est à la base de l'étude du milieu marin, de sa masse, de son cadre structural, de ses fonds. Les sciences qui s'attachent à le décrire, à le connaître, à préparer la mise en valeur des ressources qu'il contient — *océanographie* et ses différentes branches, *océanologie* et ses possibilités d'action — sont dominées par les faits quantitatifs, éloquents par leurs dimensions. L'importance des superficies et des volumes a déterminé, non pas le développement d'une science particulière, mais bien plutôt le rassemblement de disciplines mères, telles que la mécanique des fluides, la physique, la chimie, la biologie, la biochimie, la géologie, la géophysique, la géochimie, la météorologie.

On entend par **océanographie** la description des phénomènes et la démarche qui a pour objet la connaissance des lois et des mécanismes gouvernant ces phénomènes. Les disciplines fondamentales les plus développées dans tous les pays s'intéressant aux océans — qui sont généralement les grands pays maritimes et industriels, en comprenant parmi eux l'Union soviétique, dont l'importante « percée » océanique est un des faits majeurs de notre temps et réalise le rêve de Pierre le Grand — sont au nombre de trois.



CNEXO

▲ *Vue aérienne du Centre océanologique du Pacifique, établi à Vairao dans l'île de Tahiti, par le CNEXO (Centre national pour l'exploitation des océans) qui a été créé en 1967, pour coordonner les programmes de recherche en matière d'océanographie.*

▶ *Page ci-contre, un tableau de Tinayre représentant l'intérieur du laboratoire de l'***Hirondelle II***, un des quatre navires océanographiques mis au point par le prince Albert Ier de Monaco.*

▼ *Portrait du prince Albert Ier de Monaco (1848-1922), océanographe et fondateur du Musée océanographique de Monaco.*



F. Arborio Mella

— L'*océanographie géologique* et *géophysique,* qui traite de l'étude des fonds marins, de leur structure, et de leurs mouvements ;

— l'*océanographie physique* et *dynamique,* qui comprend la description des différents bassins océaniques, l'étude des propriétés physiques de l'eau de mer, celle des éléments dissous, ainsi que l'étude des mouvements au sein du milieu marin ;

— l'*océanographie biologique,* qui porte sur la description et l'étude de la faune et de la flore océaniques, sur leurs conditions de vie et de croissance, et dont il ne sera pas question dans ce chapitre, car elle a fait l'objet d'une présentation dans le chapitre traitant de la biologie.

L'**océanologie,** terme récent, tout au moins dans la langue française en raison de son apparition en 1967 à la création du Centre national pour l'exploitation des océans (CNEXO), couvre une réalité plus vaste que le terme d'océanographie. On admet communément que l'océanologie recouvre l'ensemble des activités humaines dont les océans sont le « carrefour », ou plutôt le point de convergence : recherches scientifiques océanographiques, pêches, aquaculture ou élevage des animaux marins, exploitations des ressources énergétiques et minérales des océans, transports, questions juridiques, environnement industriel. Le terme est apparu aux États-Unis, au début des années 1960. L'avènement de l'instrument de dissuasion le plus efficace encore actuellement en service, le sous-marin à propulsion nucléaire, lanceur d'engins à tête thermonucléaire, a fait des océans l'espace stratégique principal de la planète. Un espace qu'il fallait découvrir, connaître et utiliser, non plus sur sa seule surface, mais dans son volume même. Parallèlement, l'océan devenait un espace économique prioritaire, « une nouvelle frontière », selon l'expression employée par le président John Kennedy, en raison directe des ressources qu'il contient en matière vivante, en hydrocarbures et en minerais.

L' « océanologie » consacrait une véritable « mutation » de la civilisation, dans la mesure où une progressive prise de conscience collective des fins et des moyens de la civilisation industrielle effectuée depuis 1960 fonde désormais sur le développement des ressources océaniques une grande partie de l'avenir de la société.

Historique du développement de l'intérêt pour l'océan

Les peuples de la Terre ont commencé de bonne heure l'investigation de l'immensité océanique qui les encerclait, mais à la surface seulement de cette immensité. Au commencement étaient des hommes et des navires. Les premiers océanographes sans le savoir furent des navigateurs. Le bâtiment portant le Phocéen Pythéas vers les Cassitérides pour ouvrir la route de l'étain, ou celui du Carthaginois Hannon parti à la recherche des îles du « Sang du Dragon », exerçaient déjà, en quelque sorte, les fonctions de navires océanographiques. Le hasard des tempêtes, le goût de l'aventure et la nécessité d'ouvrir des routes maritimes commerciales permirent peu à peu d'accroître la connaissance d'un monde considéré comme hostile, la « mer des ténèbres » semée d'embûches et peuplée de monstres fabuleux.

La science océanographique naît à la fin du XVIIIe siècle, avec les grands voyages autour du monde. Cependant, déjà en 1725, dans son *Histoire physique de la mer,* l'Italien Luigi Ferdinando Marsigli observait qu'en matière de connaissance de la mer, les légendes, les traditions ou les opinions peuvent paraître absurdes « tant que l'on ne s'est pas donné la peine nécessaire, et n'a entrepris les dépenses convenables (...), à moins qu'un prince n'ordonne la construction de navires spéciaux, munis d'instruments convenables ».

Ce ne fut pas un prince qui écouta le premier l'avis de Marsigli, mais une république, qui obligea tous ses navires de guerre à participer à la recherche de la connaissance du milieu marin. En 1845, instruction est donnée aux commandants des navires de la marine militaire des États-Unis de remplir scrupuleusement trois fois par jour les questionnaires en vingt-quatre points préparés par le Dépôt des cartes et instruments à l'instigation du lieutenant de vaisseau Matthew Fontaine Maury, que l'on peut considérer comme le fondateur de l'océanographie américaine. Les grandes marines procèdent dès lors à l'étude systématique des conditions physiques du milieu marin et des fonds des passages stratégiques, rades et atterrages des ports, et fondent des services hydrographiques. La révolution industrielle du XIXe siècle accélère le développement de ces études rendues nécessaires par l'intensification des échanges maritimes. En même temps naît une intense curiosité pour les sciences naturelles. Marins et savants s'associent pour mener à bien des expéditions de découverte du monde marin, et surtout des terres lointaines. Dès 1850, les profondeurs marines sont étudiées systématiquement. De nouvelles lignes de sonde, en fil métallique, viennent remplacer les lignes de chanvre, trop légères, du traditionnel « plomb de sonde ». La technologie océanique commence à se développer. On réalise en 1869 des thermomètres immergeables insensibles aux effets de la pression. En 1878 apparaîtra le thermomètre à renversement, qui permettra de connaître la température par grande profondeur avec une précision du centième de degré Celsius.

Les voyages d'Alexander von Humboldt, de Charles Willxes, de sir James Clarke Ross et de Charles Darwin mettent l'accent sur la zoologie. Une importante question préoccupe alors les milieux scientifiques : jusqu'à quelle profondeur la vie se manifeste-t-elle dans les océans ? En 1869, un tremblement de terre rompt le câble télégraphique posé entre la Sardaigne et l'Algérie. Sur une portion de ce câble remontée à la surface, Alphonse Milne-Edwards découvre des Mollusques et des polypiers vivants, ramenés d'une profondeur de 2 000 m.

L'idée ambitieuse d'une grande expédition scientifique océanique vient alors du Britannique William B. Carpenter qui écrit en 1871 à la Royal Society : « Le moment est venu pour entreprendre des recherches complètes et systématiques des mers. »

Répondant avec un délai de cent quarante-sept ans à la suggestion de Marsigli, le « prince », en l'occurrence la reine d'Angleterre, décide d'armer la corvette *Challenger* et de l'équiper pour la première campagne océanographique de l'histoire : instruments de prélèvements et de mesures, dragues, filets, lignes de sonde, thermomètres immergeables, bouteilles à renversement pour prélever à diverses profondeurs des échantillons d'eau de mer sont spécialement conçus et fabriqués. Des laboratoires sont aménagés à bord. Cinq savants embarquent pour trois ans et demi afin de poursuivre l'exploration dans toutes les mers du monde. Le premier navire océanographique de l'histoire appareille de Portsmouth le 21 décembre 1872.

Dans le sillage du *Challenger,* le prince Albert Ier de Monaco navigue à son tour. Il transforme son yacht,

l'*Hirondelle,* afin de « connaître plus intimement tous les séduisants mystères de la mer ». De 1884 à 1922, quatre navires portant successivement les noms d'*Hirondelle* ou de *Princesse Alice* poursuivent méthodiquement l'étude de la Méditerranée et de l'Atlantique Nord. Ils tentent de mettre au point des techniques nouvelles de recherche, notamment la photographie et le cinéma sous-marins.

Stéphan Makarov, à bord de la corvette russe *Vitiaz,* contribue de façon décisive de 1886 à 1889 à la connaissance de l'océan Pacifique. De 1894 à 1930, le Norvégien Fridtjof Nansen développe l'océanographie des océans glaciaux. Jean Charcot dispose, avec le *Français,* puis le *Pourquoi pas?*, de navires d'étude des mers des hautes latitudes arctiques et antarctiques. En même temps s'élaborent les premières théories sur les courants marins, dues à Ellxman (1905), tandis que Dittmar établit les premières lois concernant la salinité de l'eau de mer. L'océanographie n'est plus désormais une science uniquement descriptive. Entre les deux guerres mondiales se multiplient, le plus souvent financées par des mécènes passionnés, les campagnes océanographiques, telles les allemandes du *Meteor,* les britanniques du *Discovery* et du *Scoresby,* les danoises du *Thor* et du *Dana,* les américaines de l'*Atlantis* et de l'*E.W. Scripps*. Ces navires, parfois encore de grands voiliers, perpétuent la tradition « marsiglienne » des premiers navires-laboratoires princiers.

La Seconde Guerre mondiale, avec la lutte sous-marine menée dans l'Atlantique et dans le Pacifique, avec les grandes opérations amphibies de débarquement, rend indispensable l'approfondissement de la connaissance du milieu marin. L'avènement de la propulsion nucléaire pour les sous-marins et le pouvoir dissuasif stratégique confié aux submersibles lanceurs d'engins balistiques obligent les états-majors des grandes marines militaires à posséder une plus grande connaissance des fonds marins et des données physico-chimiques du milieu, afin de ne pas faire naviguer ces redoutables unités dans ce qu'un amiral américain appela « les profondeurs de l'ignorance ». Dès lors, les services hydrographiques de ces marines se transforment en services océanographiques. Un amiral prend le titre d' « Oceanographer of the U.S. Navy ». Les héritiers de la tradition des mécènes, les voiliers océanographiques, tels l'*Albatross* suédois ou le *Vema* américain, les navires de recherche aux allures de yachts comme la *Galathea* danoise et la *Calypso* de Jacques-Yves Cousteau rencontrent à la surface des océans des bâtiments militaires aux formes ramassées, munis d'appareillages de sondages acoustiques, de navigation précise, de mesures magnétiques, de prélèvements automatiques, conçus comme des supports d'instrumentation, comme le sont après eux les navires océanographiques civils apparus sur les océans avec l'ère de l'océanologie à partir de 1960.

Des navires aux allures de paquebots de l'Académie des sciences de l'Union soviétique ou du *Marion Dufresne* des terres australes et antarctiques françaises (T.A.A.F.) aux petits navires français N.O.R.O.I.S. (navires océanographiques de recherche, d'observation, d'intervention et de soutien), en passant par les navires américains mus par propulseurs cycloïdaux et par le *Jean Charcot* français, de tonnages moyens, l'unité fondamentale apparaît : l'amateur éclairé et le mécène passionné ont cédé leur rôle aux équipes océanographiques dotées de moyens techniques puissants et raffinés, qu'il importe d'utiliser au mieux.

Une course technique à l'innovation permanente est désormais engagée, dans la mesure où l'océanographie est, à partir de 1960, englobée par l'océanologie, désignant l'ensemble des activités humaines, à dominante économique, qui intéressent « l'espace océan ». L'innovation, à laquelle incite la pression de l'intérêt économique, apporte le perfectionnement des instruments scientifiques, et le renouvellement permanent des méthodes de connaissance du monde océanique. Toute recherche, toute activité d'exploitation qui dispose pour travailler dans l'océan d'une certaine marge d'anticipation technique — afin de surmonter les difficultés opposées par le milieu marin à l'exploration, à l'intervention et au travail de l'homme, soit directement, soit indirectement par automatismes immergés — bénéficie d'un atout important dans la compétition internationale


Candelier - Brumaire - Cedri



C. Rives - Marina-Cedri



Coulmy - CNEXO

▲ ***Deux navires océanographiques : à gauche, le français*** **Jean Charcot** ***(2 200 t) ; à droite, le soviétique*** **Akademik Vernadsky** ***(5 460 t) de la série des « Académiciens ».***

dont l'océan est devenu l'enjeu. Mais cette marge d'anticipation est par nature condamnée à disparaître si elle est statique. Or la mutation océanologique exerce en la matière, depuis 1960 environ, un effet considérable.

La mutation océanologique

Au Japon, les programmes d'exploration et d'action dans les océans sont soumis à l'impératif économique. Quatre-vingts pour cent des activités japonaises de prospection de gisements d'hydrocarbures et de minerais sont exercées dans l'océan.

Le gouvernement japonais a lancé de grands programmes pour la prospection de ressources sous-marines dans l'océan Pacifique. Une importance particulière est attachée à la reconnaissance de zones profondes riches en nodules polymétalliques. Des campagnes de prospection de tels gisements ont été lancées par des groupes industriels avec une participation gouvernementale. Des accords ont été proposés par le gouvernement japonais à des États asiatiques et sud-américains riverains du Pacifique, afin d'entreprendre des reconnaissances systématiques dans le cadre de coopérations bilatérales.

L'industrie de la République fédérale allemande fait également preuve d'un grand dynamisme océanologique. L'Allemagne a engagé un effort important dans le domaine océanique, où les instituts de recherche océanographique procèdent, en tout, associés aux industriels. En annonçant un triplement du budget fédéral en matière océanologique, qui est le plus important d'Europe depuis 1972, le ministre compétent déclarait qu'il y a « un espace intérieur de la planète ouvert à l'esprit d'entreprise », un « défi » à relever d'autant plus intéressant que, selon lui, « pas grand-chose n'a été fait par les autres » jusqu'à présent.

L'importance de la préparation américaine en matière océanologique est saisissante. Le 11 août 1975, le secrétaire d'État américain, M. Henry Kissinger, déclarait que l'intérêt présenté par les océans atteignait « des dimensions gigantesques... dans un monde qui recherche avidement de nouvelles sources d'énergie et de minerais, les océans renferment des réserves immenses et, pour la plupart, inexplorées... dans un monde menacé par la pollution, l'intégrité de l'environnement marin devient un problème international critique ; dans un monde où 94 % des produits du commerce international sont acheminés par mer, la liberté de navigation est essentielle ». A cet égard, a estimé M. Kissinger, « les États-Unis n'ont rien à redouter de la concurrence. Notre technologie est la plus avancée du monde, et notre marine militaire est suffisante pour défendre nos intérêts ».

Créée en 1971, une administration fédérale est chargée du développement océanologique. La National Oceanic and Atmospheric Administration (N.O.A.A.) regroupe les principaux programmes concernant les océans et l'atmosphère, poursuivis avant sa création par quatre départements ministériels et une agence fédérale. Elle dispose de moyens de travail considérables tant à terre qu'en mer, où elle peut notamment mettre en œuvre plus de cent navires spécialisés. Devant le Congrès, le président des États-Unis avait souligné que « les États-Unis étaient entraînés par une nécessité déterminante à entreprendre une exploration et un développement technique conduisant à une exploitation rationnelle des ressources marines... Nous disposons déjà, bien qu'ils soient éparpillés à travers plusieurs départements et agences fédéraux, des moyens scientifiques, techniques et administratifs pour entreprendre un effort efficace et unifié. Tout ce que nous avons à faire est de rassembler ces moyens. C'est le but assigné à la N.O.A.A. ».

L'expansion océanique de l'Union soviétique, l'importance de ses programmes océanologiques sont des faits majeurs de l'époque contemporaine. Le nombre des navires océanographiques soviétiques, la plupart remarquablement équipés, est supérieur à celui de tous les autres pays du monde réunis. L'Union soviétique possède la flotte de pêche de haute mer la plus importante et la plus moderne du monde. Elle a entrepris une prospection systématique des minerais et des hydrocarbures dans ses mers intérieures et au large de ses côtes depuis 1966, des déclarations officielles ayant

souligné que « certaines réserves continentales de plusieurs métaux non ferreux seraient épuisées avant la fin de ce siècle ».

En France, la loi du 3 janvier 1967 a créé le Centre national pour l'exploitation des océans (CNEXO), outil du gouvernement pour coordonner les efforts scientifiques et techniques et stimuler les programmes d'action. Le CNEXO joue un rôle d'aide et de soutien lorsque les structures de recherche ou d'exploitation existent. Il exerce une action de promotion si l'initiative ne peut venir que de lui en l'absence de structures adéquates. En ce cas, il assure les préalables et ouvre les voies techniques dans lesquelles les organismes publics et les entreprises privées orientent leurs travaux.

La « mutation océanologique » exerce sur les moyens et les méthodes destinés à surmonter les difficultés inhérentes au milieu océanique un puissant effet de perfectionnement et de renouvellement.

Méthodes et moyens pour surmonter les difficultés inhérentes au milieu océanique

Longtemps limitée aux seuls travaux pouvant être menés depuis la surface, la recherche océanologique dispose aujourd'hui de moyens de travail dans le volume même du milieu océanique et sur les grands fonds marins. Ces moyens comprennent d'abord des plates-formes de travail à la mer : navires océanographiques, bouées-laboratoires; ensuite des moyens précis de navigation et de localisation par rapport au fond et par rapport aux coordonnées géographiques; des appareils de mesure adaptés aux milieux étudiés : milieu solide, milieu fluide, milieu vivant; des engins de pénétration dans le volume océanique : robots ou submersibles habités.

Ces moyens d'investigation sont conçus et réalisés pour permettre à l'homme d'étudier *un milieu qui lui est hostile*. L'océan a toujours opposé à l'homme des difficultés considérables qui sont l'absence de points de repère dans l'espace, les forces physiques mettant en mouvement la surface et la masse des océans, l'impossibilité pour l'homme de vivre dans le milieu marin en raison de sa respiration pulmonaire, de sa température interne supérieure à celle de l'eau et de son inaptitude à supporter d'importantes variations de pression.

Le développement des moyens de travail dans le milieu océanique est donc celui d'une lutte contre l'hostilité permanente d'un milieu redoutable, tenant l'homme à distance en le soumettant à de fortes lois naturelles. Cette lutte bénéficie des effets de la course technique à l'innovation, entreprise en raison des impératifs économiques ou stratégiques, course qui induit le perfectionnement de l'appareillage et le renouvellement des méthodes. Ce développement est particulièrement net en ce qui concerne l'étude géologique et géophysique des grands fonds océaniques, qui est un exemple très démonstratif de l'évolution des moyens mis en œuvre pour surmonter les difficultés du milieu.

Tout prélèvement de roches, ou de sédiments, à partir de la surface de l'océan, demande encore plusieurs heures et représente une somme considérable d'efforts, comprenant en général le déroulement d'une longueur de plusieurs kilomètres de câbles, pour n'aboutir qu'à l'obtention d'échantillons dont le lieu de prélèvement n'est pas connu de manière précise, et dont le contexte géologique local demeure indéterminé.

L'écran d'eau d'une épaisseur de plusieurs kilomètres qui sépare le géologue marin de l'objet de ses études rend toute exploration menée depuis la surface lente et peu précise, si bien que les 450 millions de kilomètres carrés de surface terrestre couverts par les océans restent plus mal connus dans le détail que la face cachée de la Lune, explorée en 1959 en moins d'un an par les Soviétiques grâce à l'envoi dans le vide intersidéral d'appareillages robots.

En matière de connaissance géologique et géophysique du fond des océans, l'exploration a connu plusieurs étapes de développement. La première étape aura été celle de l'exploration ponctuelle extrêmement lente par lignes de sonde et dragages profonds inaugurée à la fin du XIXe siècle par la campagne de *H.M.S. Challenger*. La seconde étape aura été, à partir de 1945, celle de l'exploration géophysique à larges mailles, menée depuis la surface en mettant en œuvre des procédés de détection sismique dérivés de ceux qu'emploie l'industrie pétrolière. Cette étape a eu pour résultat majeur la possibilité d'une compréhension globale de la structure des fonds des océans à une échelle de l'ordre de la centaine de kilomètres. Depuis 1974 a commencé une troisième étape, celle des études intégrées de zones clefs restreintes en étendue, à l'échelle du kilomètre ou de la dizaine de kilomètres, permise par une précision de plus en plus grande de la localisation sur le fond de l'ordre du mètre ou de la dizaine de mètres au lieu de la dizaine de kilomètres, et par l'utilisation de submersibles, d'engins télémanipulés depuis la surface ou d'engins robots autonomes posés sur le fond. A ce titre, l'opération franco-américaine FAMOUS (French American Mid-Oceanic Undersea Survey) d'exploration par submersibles d'une partie de la dorsale médio-atlantique au sud-ouest des Açores, sur une surface au fond de 1 000 kilomètres carrés, menée en 1973 et en 1974, aura ouvert l'ère de la cartographie géologique précise par grands fonds, alors que, jusqu'à ces dates, les méthodes utilisées en recherche océanographique ne convenaient pas pour étudier des structures complexes pour lesquelles il était essentiel de connaître dans le détail la distribution spatiale des phénomènes. En particulier, les techniques géologiques utilisées sur le « terrain » des continents émergés n'avaient pu jusqu'alors être transposées au fond des océans.

Cet exemple montre que l'évolution des méthodes et des moyens d'investigation du milieu océanique va vers une précision toujours plus grande dans la localisation. Cette évolution entraîne, en premier lieu, une transformation des plates-formes de travail à la mer, essentiellement les navires. Elle impose en second lieu un renouvellement permanent des méthodes de travail des équipes de recherche, fondées sur la pluridisciplinarité nécessaire. Pour troisième conséquence, elle conduit à une évolution constante des moyens de travail à terre, dans les centres océanologiques où sont dépouillés et traités les résultats des campagnes à la mer, caractérisés par un considérable accroissement en volume,

CNEXO

◀ ***Pour certains travaux de mesures, notamment physiques, les chercheurs utilisent une plate-forme de travail mouillée en un point fixe :** la bouée laboratoire; **ici, Borha II, ancrée par 2 000 m de fond dans le golfe du Lion.***

depuis la « mutation océanologique ». Elle influe enfin sur l'amélioration des conditions de l'intervention de l'homme dans le milieu océanique, soit directement, soit à bord de submersibles.

Transformation des plates-formes de travail

Le navire de surface, plate-forme de travail à la mer essentielle pour l'océanographe, demeure depuis le *H.M.S. Challenger* le principal instrument de la recherche océanique, et le demeurera très vraisemblablement au cours des années à venir. Il doit présenter des qualités de robustesse marine, de tenue à la mer, de manœuvrabilité, de simplicité de mise en œuvre et enfin d'économie de fonctionnement.

Afin de mener à bien des campagnes lointaines de longue durée, le navire océanographique doit être de dimensions relativement importantes et doit disposer d'un grand rayon d'action. C'est le cas du *Jean Charcot* (2 200 tonnes) et des plus modernes unités de la flotte de recherche des États-Unis, les R.V. (Research Vesels) *Atlantis II, Melville, Knorr* (2 074 tonnes). Les plus imposants sont les navires soviétiques de la série des *Académiciens,* d'un déplacement de 5 460 tonnes.

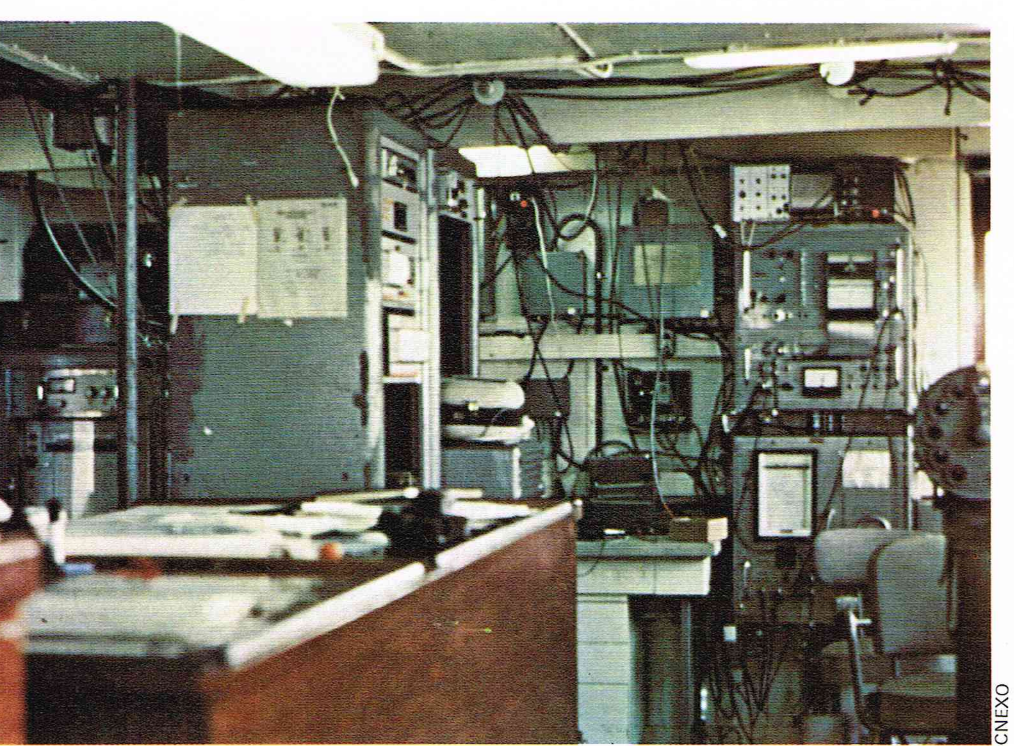
Quelle que soit l'importance du navire de haute mer considéré, l'océanographe faisant partie d'une mission scientifique embarquée (qui se compose d'une vingtaine de personnes à bord du *Jean Charcot* et des unités américaines de plus de 2 000 tonnes, d'une cinquantaine à bord des *Académiciens* soviétiques) trouve à son bord un certain nombre d'installations fixes. Ce sont d'une part tous les répétiteurs des appareils usuels de navigation (compas, radar, traceur de route, sondeurs, etc.), et d'autre part les commandes des équipements scientifiques spécialisés réunies en un poste central : le P.C. scientifique. Les équipements sont installés dans des laboratoires (à bord du soviétique *Akademik Kortchatov,* ces laboratoires occupent une surface de 417 m²) qui sont de deux types :

— les uns, dits « humides », permettent un premier tri et un prétraitement des échantillons d'eau, d'êtres vivants, de sédiments et de roches prélevés dans le milieu océanique et sur les fonds ;

— les autres, dits « secs », contiennent les appareils d'analyse, d'observation ou de traitement des prélèvements, qui ne supportent pas l'action corrosive de l'eau de mer et doivent être protégés contre les effets des embruns ou d'une atmosphère très chargée d'humidité marine.

On tend actuellement — notamment aux États-Unis, à la Scripps Institution of Oceanography, et en France où la tendance est développée par les équipes du CNEXO — à remplacer les laboratoires « secs » par des espaces libres prévus pour recevoir des « conteneurs-laboratoires » ou des « conteneurs-ateliers », préparés et équipés à terre, embarqués pour une campagne déterminée et branchés sur les circuits de fluides du bord. Cette tendance permettrait, à la limite, de se passer d'un navire spécialement équipé, pour une étude à mener dans une zone éloignée, en louant sur place un navire à bord duquel serait placé un conteneur transporté par avion. Cette possibilité est envisageable pour un grand nombre d'études ponctuelles effectuées « à la demande », notamment pour la mesure des nuisances liées à d'éventuelles pollutions d'une zone océanique.

▼ ***Un laboratoire dit « sec » à bord du navire océanographique* Jean Charcot*, contenant des appareils d'analyse et d'enregistrement.***


CNEXO

Les navires océanographiques doivent être très manœuvrants de façon, notamment, à pouvoir rester « en station », c'est-à-dire immobiles sur une position donnée, pendant une longue durée, nécessitée en particulier par des prélèvements profonds malgré les effets du vent, de la houle et des courants. A cet effet, les navires sont équipés d'hélices à pas variable, de gouvernails actifs et d'hélices latérales placées dans des conduits traversiers, ou de propulseurs cycloïdaux.

La nécessité d'effectuer des forages par des profondeurs de plus en plus importantes a conduit l'industrie pétrolière à promouvoir le « positionnement (ou ancrage) dynamique » qui, dans le domaine de la recherche océanique, est appliqué pour le maintien en station du navire *Glomar Challenger,* spécialisé dans les prélèvements géologiques par très grands fonds. L'ancrage dynamique est appelé à connaître un grand développement dans un proche avenir pour toute étude précise des fonds menée depuis la surface, en combinaison avec la mise en œuvre d'un système de positionnement du navire par rapport au fond, soit par mesure de l'effet Doppler, soit par référence à un réseau de balises acoustiques immergées délimitant un polygone de repérage. « Positionné » par rapport au fond, le navire doit enfin être localisé avec une précision maximale, afin de situer géographiquement les mesures effectuées par les membres de la mission scientifique embarquée, en réduisant le plus possible la marge d'erreur. Aussi les navires de recherche sont-ils équipés de systèmes de navigation par satellite artificiel, donnant de façon simple et par tous les temps la position du navire à la surface des océans.

Placé avec précision par rapport au fond et par rapport aux cartes, le navire de recherche doit aussi être stabilisé au moyen de caisses de compensation. Cette stabilisation est indispensable pour éviter les conséquences fâcheuses des mouvements de la surface de l'océan sur les appareils de mesure embarqués. Pour pallier les inconvénients de ce « mal de mer » des instruments, déréglés par des secousses mécaniques, le géophysicien néerlandais Vening Meinesz, étudiant de 1920 à 1930 les anomalies de la pesanteur, avait obtenu le concours de la marine royale des Pays-Bas qui lui permit d'installer ses appareils de gravimétrie à bord d'un sous-marin afin de les soustraire aux mouvements de la surface. Une telle solution ne pouvant être qu'exceptionnelle, un grand nombre d'appareils sensibles sont montés à bord des navires sur des plates-formes équipées de systèmes de stabilisation dérivés des gyrocompas.

Enfin, afin de passer à travers l'écran déformant d'eau de mer qui empêche le scientifique de détailler et de comprendre des phénomènes se passant sur le fond à l'échelle du kilomètre, les navires de recherche, et plus spécialement ceux de la série française N.O.R.O.I.S., disposent de moyens de levage qui leur permettent de mettre en œuvre des engins submersibles d'exploration et de travail.

L'utilité des submersibles pour la reconnaissance des fonds océaniques a été mise en évidence par l'opération franco-américaine FAMOUS en 1973 et en 1974.

La pluridisciplinarité des équipes et les centres océanologiques à terre

L'évolution des navires et le perfectionnement de leurs appareils scientifiques ont entraîné depuis 1960 un renouvellement important dans la conception des campagnes à la mer, et dans la composition des équipes embarquées. Le changement le plus significatif est venu de la nécessité d'utiliser au mieux les puissants, délicats et coûteux instruments installés à bord. Accélération de la rotation des navires, alternance des équipages, préparation des appareillages spécialisés en conteneurs ou en baies complètes d'électronique, et pluridiscipli-

narité des équipes embarquées concourent à l'utilisation optimale des navires.

Depuis 1960, les Américains, puis les Français pratiquent systématiquement la pluridisciplinarité à l'intérieur d'une mission scientifique à la mer, en s'efforçant d'aller au-delà d'une simple juxtaposition de programmes. C'est ainsi que les « quarts » scientifiques comprennent au moins un spécialiste de chaque discipline, ce qui permet de réaliser tout type d'opération, depuis les enregistrements sismiques jusqu'aux dragages géologiques, aux carottages sur le fond et aux chalutages biologiques. Cette méthode fait ainsi bénéficier une discipline des résultats obtenus par les autres. Elle permet surtout d'obtenir rapidement des éléments synoptiques, de modifier en cours de campagne un programme initial, et d'envisager en fonction des résultats obtenus l'établissement du programme des recherches ultérieures.

Enfin, la masse considérable des données enregistrées au cours d'une campagne rend nécessaires aussi bien le traitement en commun que la coopération internationale pour l'interprétation de mesures nouvelles. Pluridisciplinarité et coopération caractérisent donc les travaux menés à terre dans les centres océanologiques modernes, afin de préparer les campagnes à la mer et d'en exploiter les résultats.

Il est en effet nécessaire, pour assurer la pleine efficacité du travail à la mer, que l'exploitation des résultats puisse commencer dès le retour du navire, grâce aux moyens fournis par les services d'un centre terrestre : traitement des données recueillies, reproduction des enregistrements, documents de synthèse, observations sur le comportement du matériel embarqué et propositions pour toute amélioration, etc.

La tendance générale — inaugurée aux États-Unis au lendemain de la Seconde Guerre mondiale par les centres de recherche de la Woods Hole Oceanographic Institution, sur les côtes du Massachusetts, et de la Scripps Institution of Oceanography, sur celles de Californie — est à la concentration géographique d'équipes de spécialités différentes, autour d'importants moyens de travail communs.

La recherche océanique moderne est caractérisée par le développement de centres terrestres polyvalents, rassemblant des chercheurs de toutes les disciplines : géologie, géophysique, physique, biologie, afin de les faire travailler ensemble sur des projets définis géographiquement, ou par nature.

Ces centres jouent pour la communauté scientifique océanique un rôle de catalyseur. Ainsi ceux de la Woods Hole Oceanographic Institution et de la Scripps Institution of Oceanography rassemblent-ils, pour des périodes déterminées mais non forcément à titre définitif, des équipes pluridisciplinaires travaillant sur une « opération » définie par un calendrier et un budget. Le Centre océanologique de Bretagne (C.O.B.), installé depuis 1968, par le CNEXO, à proximité de Brest, est le lieu de développement d'un ensemble indissociable de disciplines qui s'exercent tout au long d'un processus aboutissant à l'application des activités scientifiques aux activités de production.

La solution des difficultés par le perfectionnement des techniques

L'évolution des techniques d'investigation en milieu marin est un perfectionnement continu des appareillages utilisés dans les différentes disciplines : dynamique et physique de la mer, biologie, géologie et géophysique.

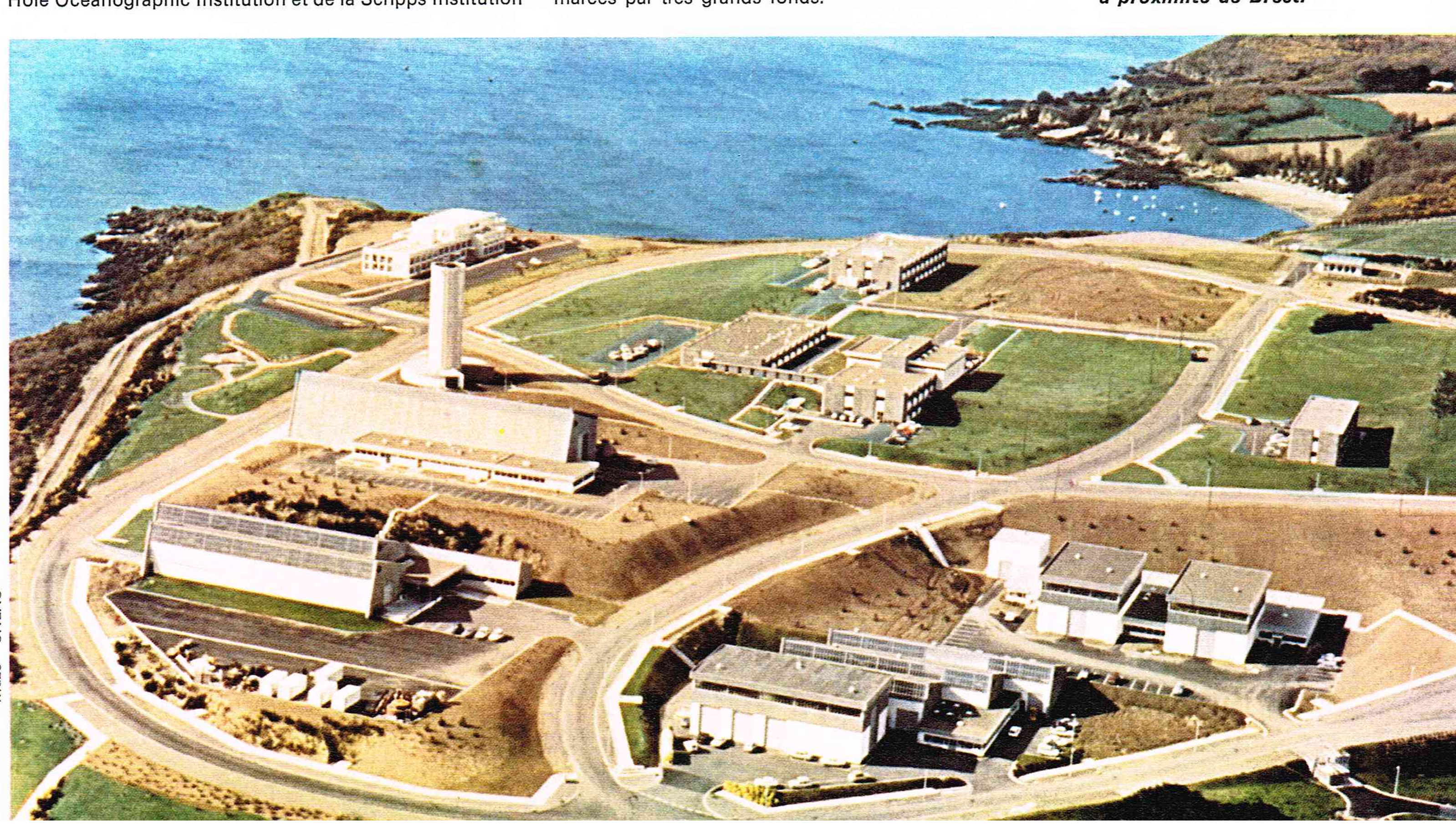
Si le milieu marin ne permet pas la propagation des ondes électromagnétiques, les ondes acoustiques s'y propagent, quant à elles, avec une vitesse qui augmente en fonction de la température, de la pression et de la salinité. Les premiers échosondeurs, mis au point après la Première Guerre mondiale, manquaient de précision. Le développement de l'acoustique marine au cours de la Seconde Guerre mondiale allait permettre de disposer, en 1954, d'instruments précis sondant en continu jusqu'aux plus grandes profondeurs.

Dès lors, l'océanographie moderne fait largement appel aux ondes sonores pour obtenir des renseignements sur l'état physique de grandes masses d'eau, la nature et la morphologie des fonds, et même le comportement dans l'eau des êtres vivants.

L'*océanographie dynamique et physique,* historiquement la première-née, est pratiquée depuis son origine par les services hydrographiques des marines militaires et fait toujours appel, comme au milieu du XIXe siècle, aux mesures de température et aux prélèvements d'eau à diverses profondeurs. Mais les lignes de sondes lestées, maniées à la main par un matelot agrippé au beaupré d'une frégate, sont remplacées par les échosondeurs.

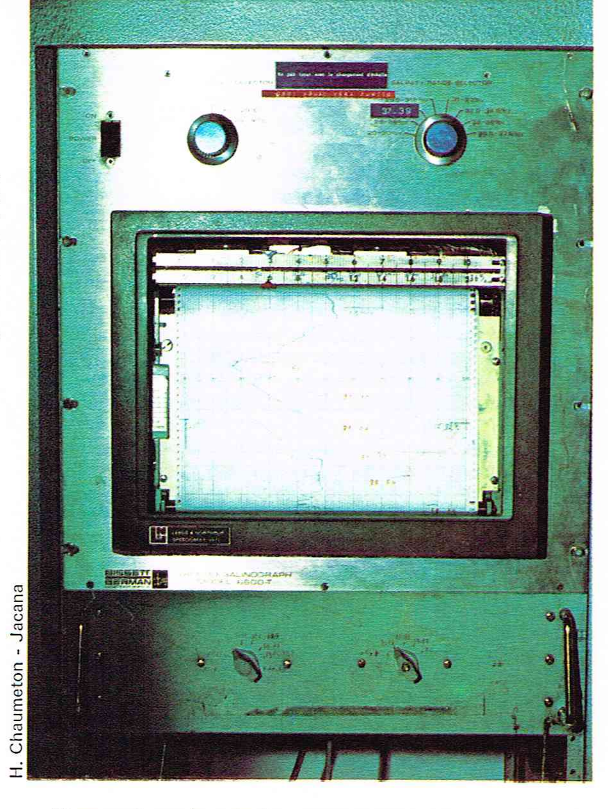
Les bouteilles à renversement (imaginées par Nansen) qui se plaçaient le long d'un navire immobile ont cédé le pas au bathythermographe et à la bathysonde, qui, par liaison électrique, envoient directement à bord du navire les mesures de température et de salinité. Les courantomètres, qui évaluent la force d'un courant en mettant à profit la différence de potentiel entre deux électrodes remorquées, donnent des résultats de plus en plus précis. Au moyen de marégraphes immergeables autonomes, on peut maintenant étudier les ondes de marées par très grands fonds.

▼ Le Centre océanographique de Bretagne (C. O. B.), créé en 1968 par le CNEXO à proximité de Brest.



Mazo - CNEXO

▶ ***Pour la connaissance du comportement des masses d'eau océaniques, il est très important d'avoir une représentation simultanée des températures et des salinités sur des diagrammes; actuellement, celles-ci sont données par des appareils automatiques : ici, l'enregistreur d'un*** **thermosalinographe** ***à bord du*** **Jean Charcot.**



H. Chaumeton - Jacana

Chaque branche de la physique de la mer crée, de façon continue, des appareils de mesure aux noms évocateurs : irradiancemètre, fluoromètre, diffusiomètre, célérimètre, atténuancemètre.

Mais l'évolution en cours ne se limite pas à une transformation du langage. Elle résulte du développement des techniques océano-spatiales, qui tendent à substituer aux mesures ponctuelles effectuées depuis des navires l'enregistrement continu de données par des bouées captrices disposées en réseau, transmettant leurs informations en temps réel par satellites artificiels.

L'*océanographie biologique* dispose, aujourd'hui, d'instruments plus perfectionnés que les filets et chaluts préparés, en 1871, pour la campagne du *Challenger*. Les filets à plancton s'ouvrent et se ferment par télécommande, ce qui permet de limiter un prélèvement à une couche d'eau déterminée. Les chaluts pélagiques, dotés d'émetteurs-récepteurs acoustiques permettant de contrôler leur immersion depuis la surface, sont également remorqués aux profondeurs choisies.

L'utilisation de la photographie sous-marine, grâce à des caméras montées sur des engins autonomes ou remorquées à une certaine distance du fond, donne aux biologistes une image précise de la vie sous-marine. L'étude des différents planctons fait de plus en plus intervenir des mesures physico-chimiques; le prélèvement des échantillons s'effectue au moyen de dragues, de chaluts et, surtout, de collecteurs quantitatifs équipés de dispositifs acoustiques de commande pour effectuer des prélèvements sur tous les fonds. Avec les diverses méthodes acoustiques d'échosondage, on obtient de précieuses indications sur la distribution des couches planctoniques et même sur la répartition des espèces pélagiques.

L'acoustique marine, qui a été l'un des principaux facteurs de perfectionnement des instruments d'océanographie physique — et, dans une moindre mesure, des techniques de l'océanographie biologique — a, en quelques années, fait progresser de façon prodigieuse la *géologie* et la *géophysique marines*.

L'étude des fonds, par l'intermédiaire d'échantillons remontés sur un plomb de sonde suiffé ou dragués au hasard, est désormais une discipline rigoureuse, dont les moyens de recherche sont fondés à la fois sur la propagation des ondes acoustiques dans le milieu marin et sur l'application, en mer, des méthodes de prospection mises au point à terre par les pétroliers (reconnaissance sismique, forage).

Les échosondeurs permettent d'établir des cartes des fonds, au moyen de puissantes sources émettrices d'ondes ultrasonores, lesquelles pénètrent dans le sous-sol marin, jusqu'à ce qu'elles atteignent des couches qui les réfléchissent. L'enregistrement de ces ondes dessine une coupe, ou « profil », des structures profondes.

Enfin, des sonars émetteurs-récepteurs, soit montés latéralement sur la coque d'un navire ou d'un engin submersible, soit panoramiques et montés sur un submersible, soit remorqués derrière un navire dans un carénage hydrodynamique, ou « poisson », réalisent des « pseudo-photographies sonores » du fond, analogues aux photographies aériennes.

Sondages acoustiques, mesures de vitesse du son, sonars latéraux ou panoramiques apportent au géologue et au géophysicien océanographes des indications déterminantes. L'adaptation au milieu marin des techniques pétrolières d'exploration sismique, réussie pour la première fois par l'Américain Maurice Ewing vers 1947, a joué un rôle décisif dans l'évolution de la géologie marine.

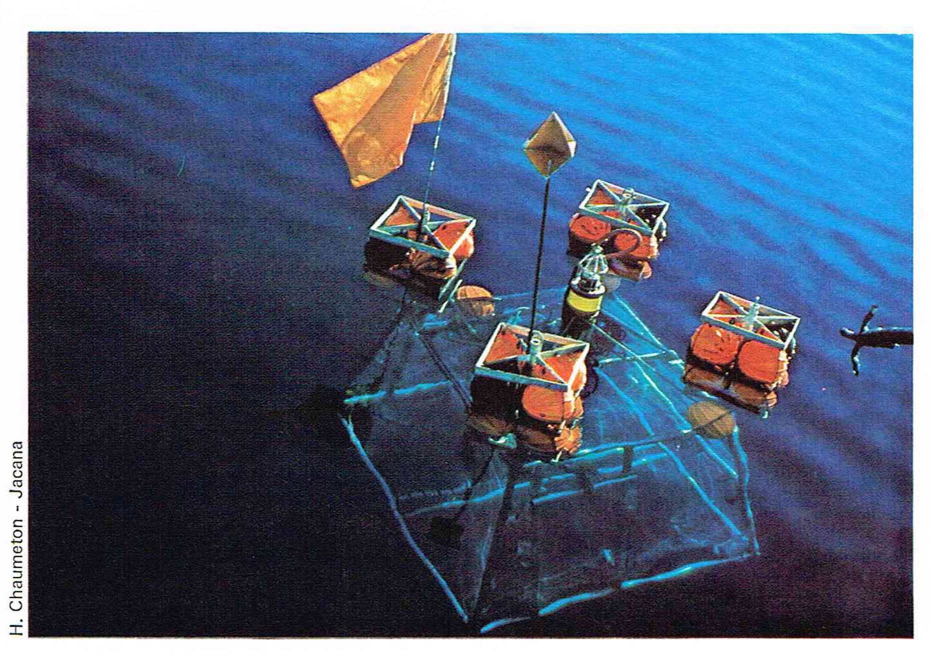
Le principe de l'exploration sismique consiste à émettre dans le sol des ondes sonores et à étudier les réflexions successives de ces ondes sur les surfaces de séparation de couches géologiques de nature différente. Les ondes sonores peuvent être engendrées par des explosions de faible importance ou par tout autre moyen. Des sismographes montés en série détectent les temps de retour des ondes après réflexion; l'interprétation des enregistrements permet d'identifier les différentes couches rencontrées.

A terre, l'exploration sismique nécessite plusieurs forages et l'utilisation de sismographes alignés sur le sol. En mer, l'émission d'ondes sonores peut être faite en continu, et l'enregistrement s'effectue par l'intermédiaire d'hydrophones répartis, sur plusieurs milliers de mètres, dans des conduites spéciales, ou « flûtes », remorquées par un navire. Ainsi, l'exploration sismique en mer est non seulement plus simple et plus rapide mais elle est environ cinq ou six fois moins coûteuse qu'à terre.

Les sources sonores le plus couramment utilisées sont de faibles charges d'explosif (dans le procédé français Flexotir, ces charges explosent au centre d'une sphère d'acier percée de trous et remorquée derrière un navire, afin d'éliminer les répétitions et les résonances dues aux réflexions multiples de la bulle de gaz produite par l'explosion), des décharges électriques (étinceleurs), des décharges d'air comprimé (canon à air). Un nouveau procédé français, le Simplon, fait imploser une poche d'eau sous pression; les ondes émises, situées dans les basses fréquences, pénètrent très profondément dans le sous-sol océanique.

L'étude de la composition des fonds par prélèvement d'échantillons, ou carottes, est effectuée par le géologue au moyen d'une vaste panoplie d'appareils descendus sur le fond au bout de câbles : carottiers à piston de Kullenberg, électrocarottiers, vibrofonceuses, dragues à roches, avec caméras photographiques Thorndike et caméras de télévision. Les techniques de forage profond, inspirées de celles des pétroliers, ont été adaptées à l'exploration scientifique des grands fonds lors de la

▼ **Nasses caméras** ***utilisées sur le*** **Jean Charcot*****; certaines de ces caméras peuvent prendre des films jusqu'à — 8 000 m de profondeur.***



H. Chaumeton - Jacana

construction du navire *Glomar Challenger* (programme américain JOIDES [Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling]).

Enfin, les géophysiciens déduisent certains aspects importants de la nature des sous-sols marins en analysant les perturbations du champ magnétique et de la gravité terrestres, enregistrées à l'aide de magnétomètres et de gravimètres. Ceux-ci sont soit remorqués dans des « poissons » carénés (c'est le cas pour les magnétomètres), soit montés à bord sur des plates-formes stabilisatrices pour éliminer les accélérations considérables dues aux oscillations du navire (c'est le cas pour les gravimètres).

Les robots sous-marins

A ces instruments, l'océanographe peut ajouter le robot sous-marin, capable d'effectuer les interventions les plus diverses.

Comme les sous-marins habités, les robots comprennent des systèmes de propulsion, d'observation et de télémanipulation, mais, par le truchement d'un câble (l' « ombilical »), ils sont entièrement télécommandés depuis un poste de commande établi en surface ou à terre.

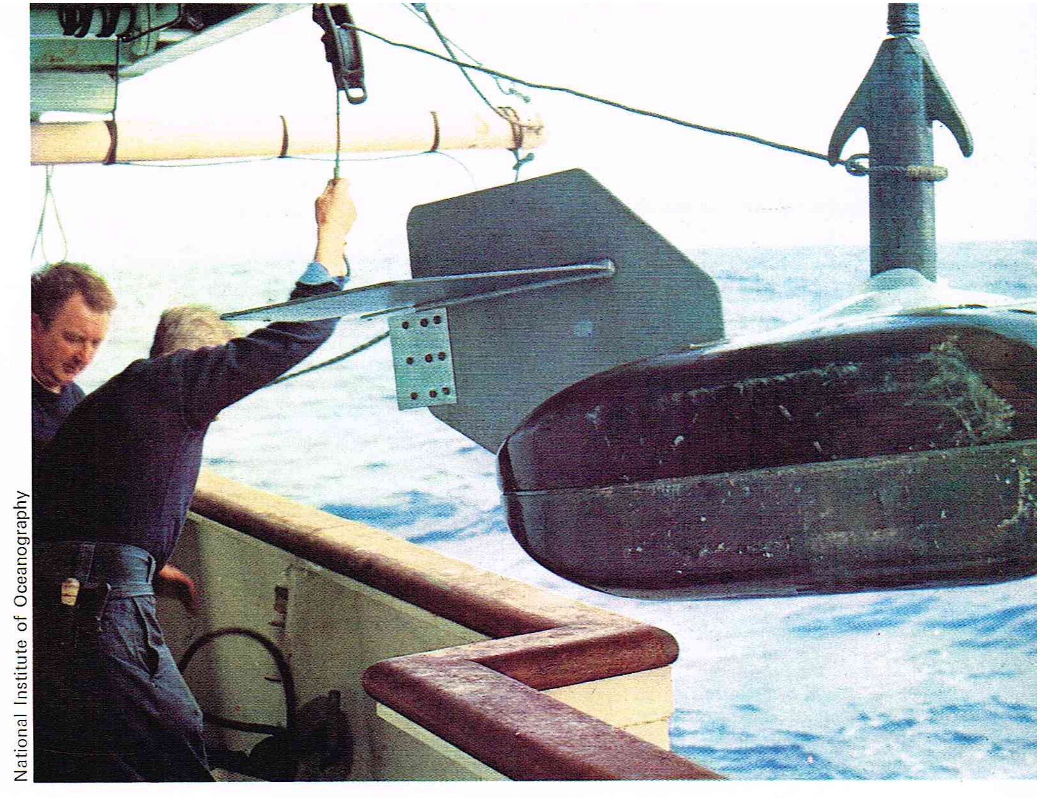
Mis au point depuis longtemps déjà pour les centres nucléaires, leurs bras manipulateurs, auxquels sont adaptés des outils divers allant de la pince aux godets de prélèvements, accomplissent des gestes simples. Certains sous-marins habités, comme le *Trieste*, l'*Archimède*, *Cyana*, l'*Aluminaut*, possèdent de tels bras afin de pouvoir exécuter certains travaux sur le fond.

Les robots téléguidés peuvent se différencier de la façon suivante : d'abord, les engins naviguant en pleine eau et sur le fond, tels le *CURV* américain, le *Télénaute* et l'*ERIC* (engin de recherche et d'intervention à câble) français; ensuite, les engins rampants, tels le *RUM* (Remote Underwater Manipulator) américain et les excavatrices japonaises.

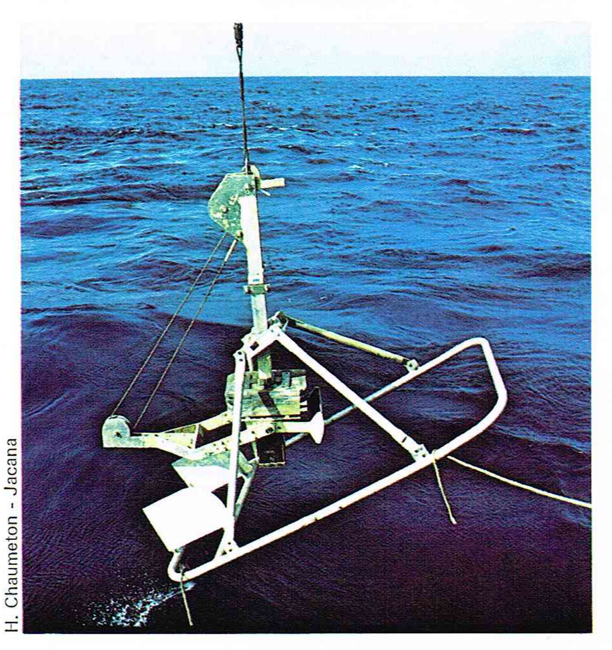
Ces engins constituent un compromis entre le plongeur et le sous-marin habité; ils exécuteront certaines tâches à toutes les profondeurs dans un avenir proche. Ils multiplieront les possibilités d'intervention sous la mer et seront des assistants indispensables pour les spécialistes et des travailleurs hors pair pour les industriels.

L'homme à bord de submersibles

L'océanographe moderne préfère de plus en plus, afin de s'affranchir des sujétions de l'écran d'eau déformeur, pénétrer lui-même dans le milieu marin, afin d'y effectuer observations, mesures et interventions, à bord de submersibles bien équipés comme les bathyscaphes et les petits sous-marins profonds de recherche, tels l'*Alvin* américain et *Cyana* français. C'est ce que firent les géologues et les géophysiciens au cours de l'opération franco-américaine sur la dorsale médio-atlantique en 1973 et en 1974. La préparation débuta en 1972 par une reconnaissance très précise de la zone des futures


National Institute of Oceanography

▲ *Un échosondeur durant la phase d'immersion : cet instrument, traîné en profondeur par le navire, permet, grâce à l'emploi des ultra-sons, d'établir des profils du fond des mers, de localiser des objets ou des bancs de poissons.*

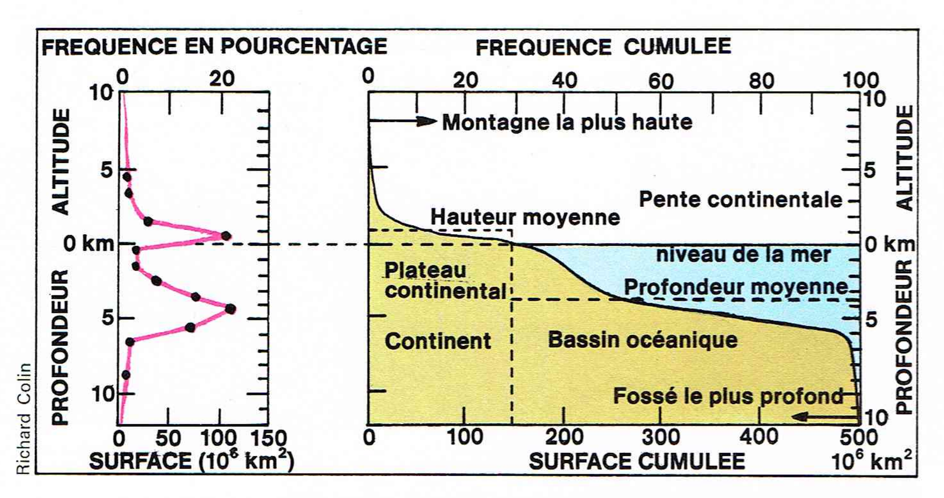

H. Chaumeton - Jacana

◀ *Pour étudier la composition du fond des océans, le géologue utilise un carottier descendu sur le fond par un système de câbles : ici, un carottier* **Reineck.**



Research International

◀ *Le bathyscaphe* **Trieste**, *réalisé par Auguste Picard, est descendu en 1960 dans la fosse de Guam (près des îles Mariannes); c'est un submersible habité, muni de bras manipulateurs permettant de réaliser des prélèvements sur le fond.*



AIRES OCCUPEES PAR LES DIFFERENTES PROFONDEURS OCEANIQUES

Profondeur en m	Surface occupée (en %) de la surface totale des fonds océaniques		Appellation
0 à 200	7,6		Plateau continental
200 à 1 000	4,3	15,3	Talus continental
1 000 à 2 000	4,2		
2 000 à 3 000	6,8		
3 000 à 4 000	19,6	77	Fonds abyssaux
4 000 à 5 000	33,0		
5 000 à 6 000	23,3		
6 000 à 7 000	1,1		
> 7 000	0,1		Fosses océaniques

▲ *A gauche, courbes donnant la fréquence, la surface et la profondeur des océans, et l'altitude des terres émergées (d'après Wyllie, 1971). A droite, tableau des aires occupées par les différentes profondeurs océaniques.*

plongées des submersibles, mettant en œuvre l'arsenal le plus moderne des moyens d'investigation depuis la surface. La dernière mission de cette préparation, en 1974, fut menée par le navire hydrographe d'*Entrecasteaux*, de la Marine nationale française, qui établit au moyen d'un très remarquable sondeur à pinceau étroit une carte détaillée de la zone des futures plongées. Les résultats de cette campagne préparatoire « aux instruments » furent tels qu'à la veille de la première plongée de l'opération FAMOUS, l'équipe scientifique pouvait déclarer à titre de boutade qu'il n'était pas nécessaire de plonger, la synthèse des renseignements rassemblés depuis la surface constituait à elle seule une première mondiale.

Mais durant les plongées, géologues et géophysiciens découvrirent un aspect et une structure des fonds différents de ceux qu'ils avaient pu imaginer à partir des travaux de surface. Le responsable français de l'opération FAMOUS pouvait dès lors estimer, à juste titre : « Dans l'état actuel de nos connaissances technologiques, les informations nécessaires... sont pratiquement impossibles à obtenir à partir des moyens de surface... Il apparaît très clairement que le submersible est le seul outil actuellement disponible pour apporter aux scientifiques les réponses qu'ils désirent. »

On peut estimer que l'opération FAMOUS a ainsi renouvelé la méthodologie d'exploration des fonds océaniques. Rien ne saurait mieux caractériser la continuité dans l'innovation technique nécessaire pour surmonter les difficultés inhérentes au milieu marin que cette conclusion de Xavier Le Pichon, directeur scientifique français du projet FAMOUS : « ... L'outil est maintenant au point, mais il faut apprendre à considérer les problèmes qui se posent en fonction des nouvelles possibilités apportées par cet outil. Cela demandera une longue éducation des chercheurs. »

Le cadre structural des océans

Pour les géographes, le terme d'océan recouvre deux notions différentes : d'une part les dépressions de l'écorce terrestre, d'autre part les masses d'eau qui emplissent ces dépressions et constituent l'*hydrosphère*.

L'océan planétaire, le plus souvent appelé océan mondial, comprenant l'ensemble des bassins océaniques, des mers ouvertes et des mers fermées, couvre 361 millions de km², soit près de 72 % de la surface de la planète. Sa profondeur moyenne, dépassant 4 000 m, lui confère un volume approximatif de 1 370 millions de km³.

De l'océan compris comme l'ensemble des dépressions de l'écorce, les fonds océaniques proprement dits représentent 60 de ces 72 % de la surface de la planète, les 12 % restant correspondant aux bords immergés des continents, ou marges continentales.

L'océan considéré comme masse d'eau emplissant les dépressions de l'écorce a changé en étendue et en volume au cours des temps géologiques. Au sommet de l'invasion, ou « transgression marine », qui, à l'âge du Crétacé, a représenté la plus grande superficie de l'*hydrosphère*, et qui a couvert notamment ce qui est aujourd'hui le Bassin parisien, l'océan mondial s'étendait sur environ 85 % de la surface de la planète, alors que, pendant les périodes glaciaires du Quaternaire, il ne couvrait plus que 65 % de cette surface. La « régression » océanique avait suivi la « transgression marine ».

A notre époque géologique, la profondeur moyenne des dépressions de l'écorce terrestre qu'emplit l'océan mondial est comprise entre 4 000 et 4 500 m, le point le plus profond, situé dans l'océan Pacifique, étant la fosse de Guam, à 11 034 m sous la surface du volume liquide de l'hydrosphère.

Cet océan mondial peut être géographiquement subdivisé en trois grandes parties : l'océan Pacifique, l'océan Atlantique et l'océan Indien. Au sein de chacune de ces parties, certaines zones, plus ou moins resserrées, entre les terres émergées sont individualisées sous le nom de mers. La surface de l'océan Pacifique, le plus grand de tous, comporte 181 millions de km²; celle de l'océan Atlantique est de 94 millions de km² et celle de l'océan Indien de 74 millions. Le bassin Glacial Arctique, d'une superficie de 12 millions de km² environ, forme autour du pôle Nord une sorte de zone intermédiaire entre un bassin océanique et une mer. Enfin, les trois grands océans ne sont des entités géographiques nettement individualisées, pour leurs parties situées dans l'hémisphère Sud, que jusqu'à la latitude de 45° sud. Leurs parties méridionales entourent en effet le continent antarctique et le pôle Sud d'une ceinture continue d'eaux très froides, d'une superficie de 32 millions de km², que l'on désigne généralement sous le nom d'océan Austral.

Géomorphologie des fonds océaniques

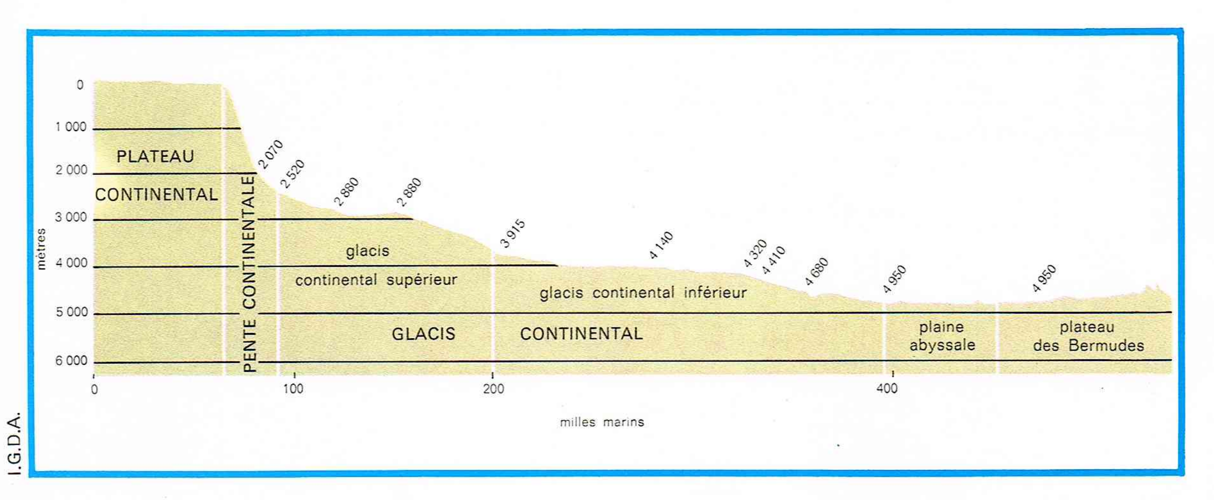
Si l'on imagine l'océan mondial vidé d'eau, les dépressions de l'écorce terrestre qu'il recouvre présentent un relief relativement facile à schématiser.

Ce n'est qu'au cours des années 1950 que le perfectionnement des matériels et des techniques d'étude, par l'adaptation à une utilisation à la mer des procédés de recherches sismiques employés à terre par l'industrie pétrolière, ainsi que celui des sondeurs acoustiques à pôles qui a suivi la Seconde Guerre mondiale ont permis d'enregistrer en continu, le long de la route suivie par un navire, l'image de la topographie sous-marine, celle de la « face cachée » de la planète.

Cette « face cachée » présente une immense chaîne sous-marine, ligne impressionnante de montagnes — ou dorsales médio-océaniques — qui sillonne le globe sur une largeur totale d'environ 65 000 km. Formées de segments déplacés les uns par rapport aux autres par des failles transformant la direction générale de la chaîne — dites ainsi à juste titre « failles de transformation » — ces dorsales sont larges par endroits de plus de 2 000 km. Elles s'élèvent en moyenne à 2 000 m au-dessus de vastes zones plates, les bassins océaniques profonds et les plaines abyssales, parsemées de monts sous-marins isolés (les guyots) ou alignés selon des arcs insulaires.

Une vallée centrale, ou « rift », profonde de 1 500 à 1 800 m, et large de 20 à 50 km, entaille la crête des dorsales.

Des fosses profondes, pouvant s'enfoncer à plusieurs milliers de mètres au-dessous du niveau des bassins



◀ ***Un exemple de profil de marge continentale réalisé au niveau de la côte nord-est des États-Unis, entre le cap Hatteras (Caroline du Nord) et le secteur du banc Georges (d'après R. W. Fairbridge,*** **Encyclopedia of Oceanography).**

océaniques, établissent souvent une frontière entre les continents émergés et les bassins océaniques profonds. Ces fosses sont des dépressions généralement allongées et de faible largeur, dont les flancs à très forte pente peuvent atteindre parfois 45°. Elles sont souvent situées au voisinage de cordillères continentales ou insulaires. Les plus profondes se trouvent dans l'océan Pacifique occidental (fosse de Guam : 11 034 m, point le plus profond de l'océan mondial, où le mont Everest immergé serait recouvert par 2 150 m d'eau ; fosse des Tonga : 10 880 m ; fosse des Philippines : 10 500 m ; fosse des Kouriles : 9 500 m).

Entre les bassins océaniques profonds et les continents émergés, la *marge continentale* forme une zone de transition.

La marge continentale

Selon la morphologie des fonds océaniques, les marges continentales sont caractérisées par une très forte subsidence — ou lent mouvement d'affaissement — due en partie à un couplage rigide du continent avec le bassin océanique adjacent.

Elles comprennent trois provinces, en partant des bassins océaniques vers le continent. La première est celle des *glacis,* contact avec la plaine abyssale, frontière ultime vers l'océan de la structure continentale proprement dite. Ce glacis est un prisme sédimentaire aux formes relativement molles, dont le gradient de pente est compris entre 1/100 et 1/700, et dont la largeur est comprise entre quelques kilomètres et quelques centaines de kilomètres.

Le glacis est surmonté par la *pente continentale,* à déclivité moyenne de 3° à 6° et d'une largeur variant de 20 à 100 km selon la déclivité. Cette pente relie des fonds de l'ordre de 3 000 m à des fonds d'environ 200 m. Elle peut présenter géologiquement la structure d'une coupe en tranche des différentes couches constituant un socle continental.

Au sommet de la pente, à la profondeur moyenne de 200 m, se trouve le *plateau continental,* plate-forme relativement horizontale, d'une largeur qui varie selon les lieux géographiques entre quelques kilomètres et quelques centaines de kilomètres. Le plateau continental, caractérisé par une rupture de pente très marquée à l'amorce de la pente continentale, peut être géologiquement considéré comme une partie immergée du socle continental.

Le plateau continental

Les plateaux continentaux prolongeant les terres émergées jusqu'à la profondeur moyenne de 200 m représentent 7,6 % de la superficie totale des fonds océaniques. La profondeur moyenne à laquelle ils se terminent vers les bassins océaniques est de l'ordre de 200 m, mais peut varier selon le type de plateau. On peut distinguer en effet plusieurs plateaux en fonction de leur origine.

— Plateaux continentaux des régions continentales arctiques et antarctiques. Dans ces régions glacées, les mouvements de mise à l'eau et de frottement des icebergs créent des plateaux très irréguliers, accidentés par de nombreux fossés longitudinaux dans l'axe des glaciers terrestres. La région entourant Terre-Neuve est un exemple typique de ce genre de plateau. Au sud de cette île, le cours terminal du Saint-Laurent échancre le plateau continental canadien sur toute la largeur vers l'est en formant des fossés de l'ordre de 500 m de profondeur. Au large des côtes, des bancs d'accumulation morainique peuvent former des structures émergées (île Sable au large de la Nouvelle-Écosse), ou immergées, offrant des frayères remarquables pour certaines espèces de poissons (bancs de Terre-Neuve).

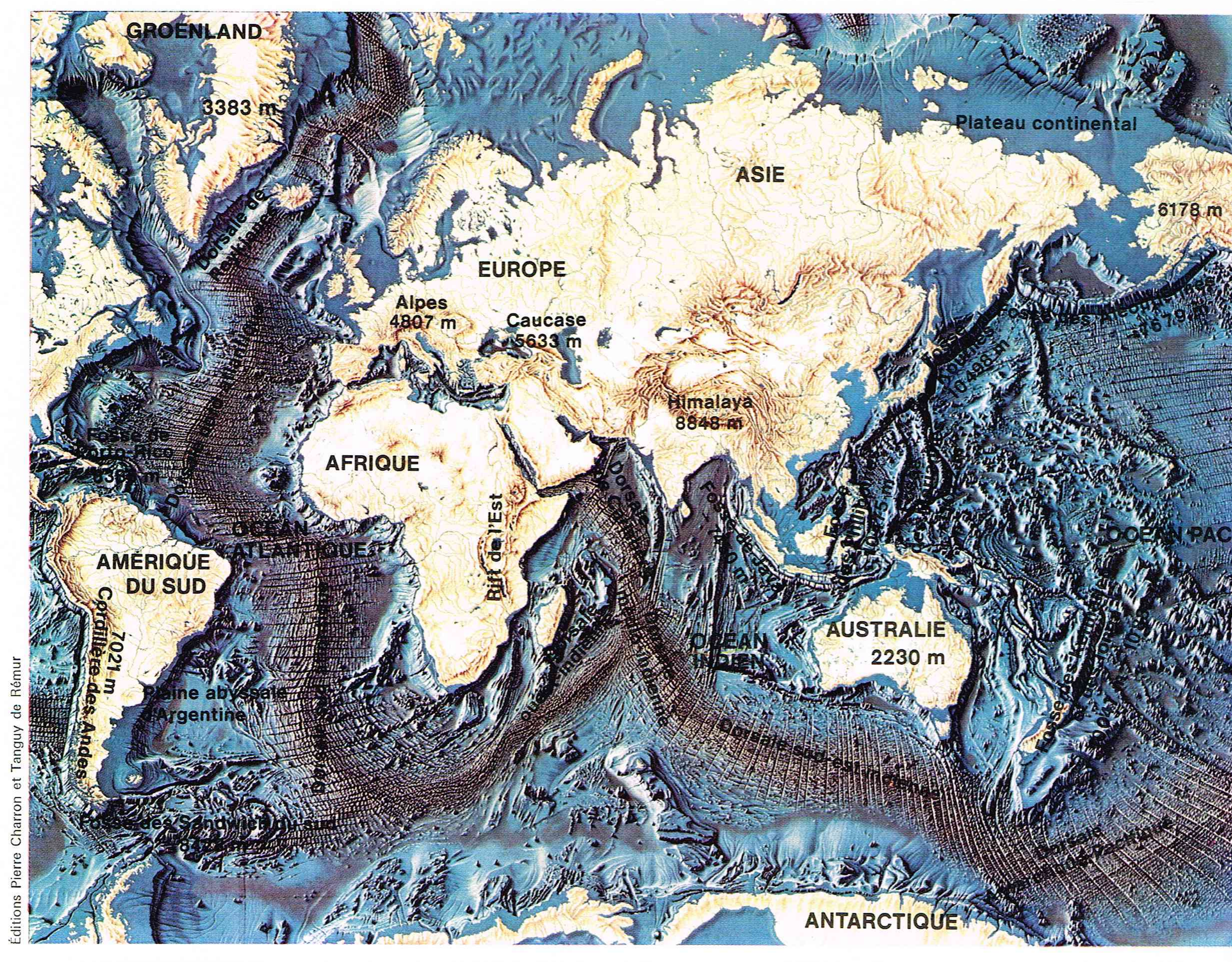
— Plateaux continentaux présentant un relief en rigoles parallèles aux côtes et aux limites océaniques. Ces plateaux sont caractéristiques des zones tempérées. Les structures parallèles qui les composent, en fosses et en reliefs, sont de faibles hauteurs, de 5 à 10 m. Les points hauts sont recouverts de sable, les dépressions sont comblées par des sédiments vaseux (bancs de Flandre en mer du Nord méridionale, atterrages orientaux des États-Unis). Ces plateaux sont des vestiges d'un niveau marin inférieur à des âges géologiques antérieurs, en relation avec les périodes de glaciation.

— Plateaux aplanis des hautes latitudes. Dans ces régions proches des pôles, dans l'océan Glacial Arctique ou dans l'océan Austral, le mouvement constant des glaces flottantes raclant le fond a raboté et aplani le sol des plateaux en le couvrant de débris rocheux.

— Plateaux balayés par de forts courants. Dans certaines zones parcourues par des courants d'une vitesse égale ou supérieure à trois nœuds, on relève sur le plateau continental non seulement une absence de dépôts de sédiments d'origine terrestre, mais encore une action érosive très marquée.

▼ ***Représentation schématique de la côte nord-est des États-Unis et des fonds océaniques au large de celle-ci, montrant le plateau continental, la pente continentale, le glacis continental et la plaine abyssale (dessin exécuté d'après un cartogramme du Lamont Geological Observatory; l'exagération verticale est de 20).***





Éditions Pierre Charron et Tanguy de Rémur

▲ ***Carte du fond des océans montrant notamment la répartition des dorsales et des fosses océaniques.***

— Plateaux des mers tropicales. Ces plateaux présentent souvent des bancs à proximité de la surface qui sont en partie recouverts par des coraux ou d'autres organismes calcaires (Grande Barrière de corail, sur la côte orientale de l'Australie).

— Plateaux bordés vers le large par des bancs rocheux. Certains bancs rocheux émergent pour former des îles. Ce type de plateau est fréquent sur la côte du nord-ouest des États-Unis (Oregon, Washington) et de la Colombie canadienne. Il est sans doute le résultat d'une combinaison de mouvements tectoniques entre des îles érodées et des blocs continentaux cassés par des failles.

— Plateaux bordant des deltas. Les dépôts terrigènes des grands fleuves, comme le Mississippi, le Gange ou, à une échelle moindre, le Rhône, constituent de vastes deltas sous-marins qui ont pour conséquence un comblement et un élargissement du plateau continental.

En règle générale, les plateaux continentaux sont le prolongement immergé d'une frange continentale côtière émergée. La couverture superficielle de ces plateaux résulte des oscillations eustatiques (variations du niveau de la mer) dues aux glaciations quaternaires et aux transgressions marines. On trouve donc sur ces plateaux essentiellement des dépôts d'origine continentale sur de faibles épaisseurs, remaniés par les courants qui en parcourent la surface. En profondeur, les prélèvements d'échantillons par forage ou carottage ont montré qu'on trouve toujours des dépôts peu profonds qui se sont déposés au cours du processus de subsidence, ou affaissement de l'ensemble de la marge continentale : sables terrigènes ou coquilliers, dépôts fluvio-marins ou lagunaires.

La pente continentale

Le terme a été proposé en 1900 par H. Wagner pour désigner la déclivité entre la limite du plateau continental, marquée à l'isobathe de 200 m par une nette rupture de pente, et les profondeurs abyssales. Un sens plus restrictif a été donné en 1959 par B. Heezen : « C'est une portion du sol sous-marin à pente relativement accentuée qui s'étend au large de la rupture de pente du plateau continental. »

La pente continentale — qui peut être en déclivité régulière ou former des terrasses — existe partout dans le monde. En bordure des îles océaniques, on observe des « pentes insulaires » pouvant atteindre 45°.

On peut proposer une classification typologique des pentes continentales en fonction de leur déclivité et de leur histoire géologique.

— Pente continentale de type primaire, au sens structural du terme, correspondant au flanc d'une structure géologique continentale plissée. Dans ce cas, la déclivité est importante (côte sud-américaine du Pacifique).

— Pente continentale résultant d'une influence structurale secondaire, observée sur les côtes atlantiques sud de l'Afrique et de l'Amérique, qui se sont individualisées par distension d'un bloc continental initial unique. Au fur et à mesure de l'écartement des deux bordures, la pente continentale à forte déclivité s'est créée au contact de fonds océaniques récents, en cours de refroidisse-



ment. Dans ce cas, la pente représente un plan de faille originel. La pente continentale de la Provence et des côtes occidentales de la Corse présentent aussi de bons exemples de ce type. On estime qu'il y a trente millions d'années, la Corse faisait partie du domaine continental provençal, et que la mer Ligure a été formée par la rotation de l'île vers l'est à partir d'un plan de failles, ce qui expliquerait la formation de pentes abruptes.

— Pente continentale secondaire modifiée par la sédimentation. Plusieurs formes d'accumulation sédimentaire peuvent modifier la morphologie d'une pente préexistante : accumulation de couches sédimentaires empilées; inclusion d'un ancien talus à une ancienne pente continentale, adoucissant ainsi la déclivité; sédimentation carbonatée du type atoll, pouvant se produire sur une pente et augmentant, au contraire du cas précédent, une très forte déclivité.

On peut caractériser en général la pente continentale en soulignant que, structuralement, cette pente résulte soit de failles, soit d'accumulations. A son pied, le glacis continental la raccorde à la plaine abyssale, ou au fond d'un bassin océanique adjacent.

Le glacis continental

Le glacis continental n'existe que sur des marges bien développées. Selon la définition donnée en 1959 par B. Heezen, le glacis est un trait géomorphologique de la partie inférieure de la marge, comprise entre une pente de gradient 1/40 (ce qui est encore la pente continentale) et une structure de gradient de pente 1/2 000 (ce qui est déjà la plaine abyssale).

La morphologie du glacis est variable : il est parfois constitué de grands gradins décalés les uns par rapport aux autres; il peut souvent ne pas exister.

L'étude de la sédimentation superficielle des glacis montre qu'ils sont constitués de langues allongées de sédiments sablonneux ou argileux issus des plateaux continentaux et d'origine terrestre. Ces sédiments sont entraînés par simple gravité et par des courants perpendiculaires à la ligne de pente. D'autres courants importants parcourent la partie inférieure du glacis dans un sens parallèle au front de ce glacis. Ces « courants de contour » trient les sédiments terrigènes provenant de la partie supérieure de la pente continentale.

Sur le plan structural, le glacis continental est un prisme sédimentaire. A sa lisière, il est souvent le siège d'une activité volcanique, qui est indiquée par des lignes de failles et marque le contact entre le sous-sol continental et le sous-sol océanique. L'origine de ce prisme peut être attribuée à un mouvement d'affaissement ou de subsidence de ce sous-sol océanique par rapport au sous-sol continental, le long d'une faille ou d'une flexure. Une telle subsidence entraîne une accumulation importante de sédiments. Son mécanisme peut être expliqué à la fin par le refroidissement progressif du sous-sol océanique issu par accrétion ou accroissement progressif à partir d'une dorsale médio-océanique, et par le poids de la couverture sédimentaire.

Pente et glacis continentaux sont en général découpés par des réseaux de gorges ou de vallées, appelées généralement **canyons sous-marins,** qui sont le siège de glissements massifs du remplissage sédimentaire. Ces glissements sont probablement à l'origine de la plupart des courants de turbidité observés dans le volume de l'hydrosphère. On constate que les énormes accumulations de sédiments d'origine terrestre formant de très grands cônes de déjection abyssaux se trouvent aux débouchés de canyons sous-marins de la marge continentale. Les exemples les plus spectaculaires sont, dans l'océan Indien, les cônes du Gange et de l'Indus qui s'étendent sur des centaines de kilomètres à partir de la marge. On trouve à la surface de ces cônes de déjection un réseau de chenaux en liaison avec l'écoulement des courants de turbidité.

L'origine des canyons sous-marins est encore très discutée. Elle est probablement, dans certains cas, tectonique; mais on observe que les processus de glissement massif, en raison de la déclivité, des masses sédimentaires qui transitent par eux les érodent activement, de la même manière que la « marche » d'un glacier érode son lit rocheux.

L'analyse de la structure profonde ne permet pas de déterminer avec grande précision, au sens structural, la frontière de la marge continentale avec un bassin océanique. Cette frontière se situe à un niveau quelconque du glacis. Par contre, au sens morphologique et sédimentaire, on assimile le glacis tout entier à la marge continentale, considérée comme une zone de transition de largeur variable.

Pente et plateau continentaux appartiennent aux structures continentales proprement dites, et leur histoire géologique est liée aux transgressions marines (avancées) et aux reculs (régressions) de la ligne de rivage, dus aux variations du niveau de l'hydrosphère océanique au cours des ères géologiques pendant la formation des océans.

Gisements d'hydrocarbures et de minerais dans les structures géologiques de la marge continentale

Les structures géologiques de la marge continentale peuvent contenir dans certaines conditions des gisements d'hydrocarbures et présenter des dépôts de substances minérales exploitables dans des conditions industrielles.

● *Gisements d'hydrocarbures*

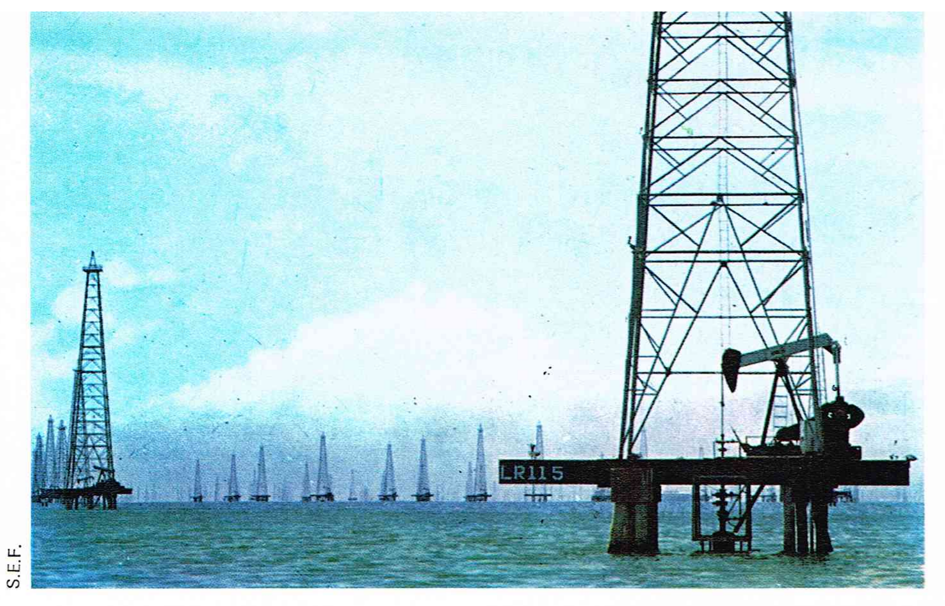
La mise en valeur de ces gisements, situés en premier lieu sous de faibles profondeurs d'eau, dans les structures du plateau continental, a commencé réellement peu après la Seconde Guerre mondiale, en 1947, sur les côtes du golfe du Mexique. Les premiers forages marins remontent cependant à 1897 sur les côtes de Californie, par quelques mètres d'eau, puis à 1924 dans la lagune de Maracaibo au Venezuela et dans la mer Caspienne en Union soviétique. Il s'agissait en fait des prolongements immédiats de gisements terrestres. Le développement considérable de la prospection des plateaux continentaux commence au cours des premières années de la décennie 1950. En 1955, dix pays étaient concernés. En 1974, cent pays le sont. Les plateaux continentaux sont systématiquement recensés. Des zones importantes font l'objet d'activités d'exploitation. Ce sont principalement le golfe du Mexique, le littoral nord-est de l'Amérique du Sud (Venezuela, Trinidad, Brésil), le littoral sud-ouest des États-Unis (Californie), l'Afrique occidentale (Nigeria, Gabon, Congo, Angola), le golfe Persique (Arabie Saoudite, Iran, émirats), l'Extrême-Orient (Indonésie, Malaisie, golfe du Siam, mer de Chine orientale, mer du Japon), l'Australie, l'Europe occidentale (mer du Nord, Adriatique) et l'Europe orientale (mer Caspienne).

Qu'ils soient exploités à partir de gisements terrestres ou de gisements marins, les hydrocarbures sont des produits océaniques.

Le milieu marin contient, en effet, à proximité de la surface de l'hydrosphère, une matière première vivante : plancton végétal et plancton animal — Algues microscopiques et animalcules — dans des eaux dont la température est suffisante, en raison de la durée d'ensoleillement, pour engendrer une prolifération de matière organique. Celle-ci est attaquée par les Bactéries et se dépose sur les fonds marins. Une partie en est minéralisée sous forme de sédiments. Une autre, si elle se trouve dans un milieu réducteur pauvre en oxygène, forme une sorte d'humus, le kérogène, que l'on estime être à l'origine des hydrocarbures.

Or la pauvreté du milieu en oxygène est une des caractéristiques des mers tropicales. La formation du kérogène à partir de l'attaque de la matière organique vivante dépend d'un type de climat à un moment donné de l'histoire géologique de la planète. La connaissance de la situation relative des différentes régions de l'écorce terrestre par rapport aux latitudes tropicales au cours de l'histoire de cette écorce est une condition importante de départ pour une prospection de gisements d'hydrocarbures.

Le kérogène se transforme en hydrocarbures dans certaines conditions de température et de pression. Ces conditions sont fonction de son enfoncement, ou subsidence. Au-delà d'une limite de température, donc d'une certaine profondeur dans le sous-sol, les hydrocarbures sont détruits. Il faut donc que la matière organique transformée en kérogène soit retenue dans de véritables *pièges* qui empêchent la destruction métamorphique ultérieure des hydrocarbures produits à partir du kérogène. Ces pièges sont constitués par des couches imperméables, argiles ou strates salifères, présentant des structures géométriques favorables, telles que failles, plissements, dômes. On s'attachera tout particulièrement à l'identification de pièges gréseux ou coralliens qui



S.E.F.

▲ ***Puits de pétrole dans la lagune de Maracaibo au Venezuela. Ces gisements, exploités depuis 1924, sont en fait des prolongements immédiats des gisements terrestres. Ceux du plateau continental font l'objet d'une recherche intense depuis 1950; plus de cent pays sont concernés par ce phénomène.***

constituant des « roches mères » au sein desquelles les hydrocarbures produits par transformation du kérogène sous certaines conditions de température et de pression auraient été préservés de la destruction par métamorphisme.

Ces pièges n'ont pu être constitués que sous de faibles profondeurs d'eau. En effet, la matière organique est formée, par synthèse des éléments minéraux sous l'action du rayonnement solaire, dans les couches océaniques proches de la surface de l'hydrosphère. Si la hauteur d'eau est trop grande, les particules de cette matière organique attaquées par les Bactéries seraient entièrement minéralisées avant d'arriver sur le fond et de pouvoir être transformées en kérogène.

On s'attache donc à rechercher des pièges à kérogène soit dans des bassins océaniques anciens peu profonds, où l'évaporation a formé d'épais dépôts de sels, soit dans des bassins océaniques effondrés par subsidence. Dans ces deux cas, on pourra trouver des pièges gréseux, coralliens ou salifères, dans lesquels la matière organique a pu rencontrer les conditions favorables à sa transformation en hydrocarbures.

Si l'on considère par exemple les récifs coralliens actuels, ceux-ci se développent dans des eaux claires, peu profondes, d'une température stable comprise entre 25 et 35 °C. Des récifs coralliens correspondant à des paléoclimats tropicaux, indiqués plus haut comme nécessaires à la formation des hydrocarbures, ont été localisés dans les structures géologiques pétrolifères canadiennes, et dans plusieurs structures nordiques européennes. Les conditions que l'on trouve par exemple aujourd'hui en Polynésie existaient il y a 450 millions d'années en Amérique du Nord et en Europe.

Un premier type de gisements pétrolifères océaniques est trouvé dans les structures géologiques des marges continentales. Les bassins contenant ces gisements ont constitué des milieux confinés de faible profondeur dans lesquels la matière organique proliférait. Dans les conditions climatiques favorables, la matière organique kérogénique déposée sur le fond a été mise à l'abri de l'oxydo-réduction par d'épaisses couches d'évaporites. Ces bassins peuvent s'étendre assez loin vers le large, mais ils sont toujours liés à des structures de marge continentale.

Un second type de ces gisements contenus dans des bassins océaniques associés à des mouvements actuels de subduction sera décrit ultérieurement dans la partie consacrée au fond des océans.

● *Gisements de minerais*

Les gisements minéraux de la marge continentale comprennent d'abord, à proximité des côtes, les sédiments meubles du plateau continental, les gisements métallifères du plateau, puis, au-delà, les dépôts biochimiques du glacis continental.

Des gisements de sables et de graviers sont situés dans les paléovallées sous-marines des plateaux continentaux émergés après une période de glaciation. L'évaluation des réserves de tels gisements, notamment en Europe, dans les paléovallées de la Tamise, du Rhin, de la Seine, est assez importante pour répondre à la demande de granulats utilisés pour de grands travaux publics. A l'heure actuelle, la demande est en France supérieure à 5 tonnes par habitant. Or les réserves terrestres ne sont pas inépuisables, et les contraintes d'urbanisme, la protection des sites, le souci de sauvegarder les nappes phréatiques tendent à en limiter l'exploitation.

On trouve également, à proximité des côtes, des sables calcaires formés à partir de coquilles de Mollusques. Ces sables fournissent du carbonate de calcium, matière première pour la fabrication de la chaux et du ciment. Des exploitations importantes de gisements de ce genre ont lieu au large de l'Islande, dans le golfe du Mexique et aux îles Bahamas. L'étude de tels gisements a été effectuée au large de la Bretagne.

Les gisements métallifères du plateau continental prolongent ceux des côtes. Les plateaux continentaux ont en effet la même constitution géologique que les continents qu'ils continuent. Ils présentent sous une couche meuble de sédiments récents des gisements de type terrestre tels que filons, amas, gîtes stratiformes. Leur exploitation va de pair avec celle du sous-sol continental. On extrait ainsi, en prolongement de gisements terrestres, du charbon à proximité des côtes du Japon, du Canada et de Grande-Bretagne, du fer à proximité de celles de Finlande et de Terre-Neuve. Les gisements de soufre de la côte est des États-Unis, notamment dans le golfe du Mexique, et ceux qui ont été découverts récemment au large du Sénégal et du Gabon, sont exploités par injection d'eau chaude sous pression.

Plus intéressants que ces gisements filoniens d'accès généralement difficile, les *« placers »* des plateaux continentaux se présentent sous une forme meuble de gîtes sédimentaires, le plus souvent au fond de paléovallées de fleuves immergées à la suite des changements de niveau des océans au cours des âges géologiques.

On distingue trois groupes de *« placers » :* d'une part, ceux qui contiennent des minerais lourds : or, platine, étain; d'autre part, ceux qui renferment des minerais de poids moyen : sables ferrugineux (magnétite), zircon, monazite, rutile et ilménite qui sont des minerais de titane; enfin, ceux qui recèlent des gemmes : diamants, saphirs, rubis, émeraudes.

Les *« placers lourds »* sont généralement situés près des côtes. Les plus importants sont des gisements d'étain, reconnus sur les plateaux continentaux de Birmanie, de Thaïlande, de Malaisie et d'Indonésie. Ce dernier pays est placé, d'ailleurs, au premier rang des producteurs mondiaux d'étain. On extrait de l'or des placers au large de l'Alaska.

Les *« placers poids moyen »* se trouvent essentiellement sur les franges côtières, où les mouvements de la mer séparent les éléments, et où les courants les dispersent selon leur poids. L'Australie retire de la mer la quasi-totalité de la production mondiale de zircon et de rutile. L'Union soviétique a entrepris l'étude systématique de ses plateaux continentaux afin d'évaluer les possibilités d'extraction de sables contenant des minerais de titane. D'une façon générale cependant, la prospection de ce type de ressources minérales océaniques n'a pas été notablement développée, en raison du grand nombre de gisements terrestres reconnus qui n'ont pas encore été épuisés.

Les *« placers gemmifères »* recèlent essentiellement des diamants. La dureté de ces pierres résiste en effet à l'action mécanique des éléments océaniques, alors que les rubis, les saphirs et les émeraudes la supportent mal, si bien qu'on ne peut les trouver qu'à proximité immédiate des côtes. L'exploitation des placers diamantifères est surtout poursuivie à l'embouchure du fleuve Orange, au large des côtes d'Afrique du Sud.

Au-delà du plateau continental, on trouve sur les marges divers dépôts biochimiques d'origine purement océanique.

● *Dépôts biochimiques des marges*

Sous l'action de Bactéries, des processus biochimiques précipitent ou concrétionnent certains minéraux présents dans l'eau de mer. Les phosphorites sous-marines créées par de tels processus se présentent sous la forme de nodules, de sables et de boues phosphatées, parfois sous celle de « croûtes » solidifiées. Les gisements les plus connus de ce type sont situés sur les pentes et les glacis des marges continentales de la Californie et du Mexique, dans l'océan Pacifique, par des fonds relativement peu importants. Des conditions propices à leur formation permettent d'en supposer la présence le long des côtes du Pérou, de l'Afrique du Sud et de l'Australie.

L'intérêt économique présenté par des dépôts de phosphates océaniques, comparé à celui des gisements terrestres, n'a pas encore justifié une reconnaissance systématique ni, à plus forte raison, le début d'une exploitation.

Le fond des océans

Dans un sens général, on emploie le terme « abysses » pour désigner les profondeurs océaniques à partir des marges continentales. Dans un sens plus précis et restreint, « abysse » devient un adjectif et qualifie tant les étendues plates des bassins océaniques profonds, dites « plaines abyssales », que les grandes fosses, dites « fosses abyssales ».

Plaines abyssales

D'un point de vue morphologique et structural, on parle d'*abysses* au sens large pour désigner les étendues plates situées entre le talus continental et les chaînes de montagnes sous-marines, ou *dorsales*. Dans un sens plus restrictif, on utilise ce terme pour désigner les grandes *fosses*, morphologiquement définies comme de longues et étroites dépressions aux parois abruptes, dont le fond se situe parfois à plus de 10 000 m sous la surface de l'océan. Cette définition est fondée sur les seuls critères morphologiques, car une fosse peut avoir été comblée par des sédiments, et devenir ainsi un fossé.

Historiquement, la curiosité des scientifiques a porté d'abord — c'est-à-dire à partir de la campagne du *Challenger* — sur ces profondeurs abyssales avec comme objet l'étude de l'existence possible d'êtres vivants. Lorsque cette existence fut prouvée, cette curiosité se transféra à la recherche sur les continents de fossiles de ces animaux marins. Très curieusement, l'océan profond n'était compris que comme un gigantesque réservoir biologique. En 1942 encore, trois savants célèbres, très représentatifs du règne des biologistes sur la recherche océanographique profonde, écrivaient que « l'intérêt principal de la topographie des fonds des océans est qu'elle délimite la couche d'eau qui nous intéresse ».

Ce n'est qu'après la Seconde Guerre mondiale — en raison notamment des progrès des méthodes d'investigation — que les « abysses », considérés comme le fond d'un gigantesque vivier, et présentés sur les cartes avec un ton uniformément bleu, révèlent un faciès géomorphologique étonnant. Les « fonds océaniques » jouent désormais un rôle majeur dans l'explication de l'histoire géologique et de l'évolution de la planète.

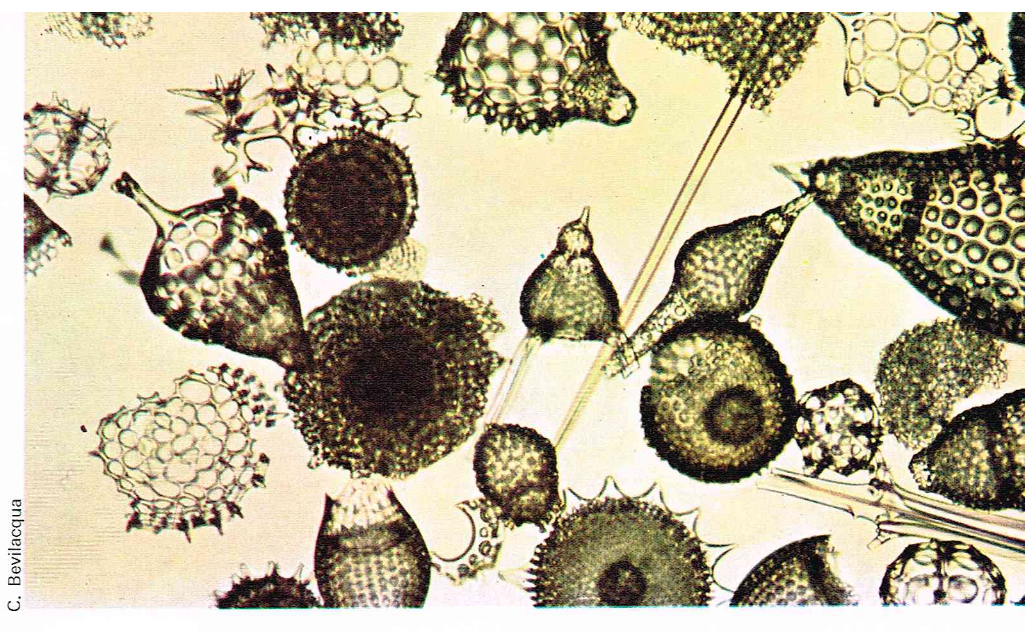
Iles et rides asismiques — panaches — guyots

Le premier trait de la morphologie des profondeurs abyssales à être identifié fut celui d'îles, de grands monts sous-marins, ou de rides asismiques parsemant de façon irrégulière les plaines.

Certaines de ces structures sont d'origine continentale. Il s'agit de fragments de continents qui ont été séparés des continents principaux lors de processus d'écartement. Leur structure est typiquement continentale. Un exemple en est le banc des Seychelles dans le nord-ouest de l'océan Indien. Un autre exemple est celui du banc sous-marin de Yamato, en mer du Japon.

Les deux grands types de structures océaniques sont tous deux d'origine volcanique. Il s'agit soit de volcans, souvent disposés en *archipels linéaires* sur une largeur de 50 à 100 km, émergeant de profondeurs d'eau de l'ordre de cinq mille mètres, soit de *rides volcaniques*, de dimensions semblables en largeur et en profondeur, mais s'étendant de façon continue sur des centaines de kilomètres sans présenter de points émergents.

Un exemple de ces volcans est donné par l'archipel des îles Hawaii, qui se prolonge vers le nord par quelques atolls, dont celui de Midway, puis par des monts sous-marins (chaîne sous-marine des monts de l'Empereur). Ces volcans sont produits par des sources de roches en fusion situées en profondeur sous la lithosphère. Le magma plus léger monte continuellement jusqu'à la base de la lithosphère, à travers laquelle il s'introduit par des systèmes de *fractures*. Comme la lithosphère — ainsi qu'on le verra ultérieurement — est en déplacement par rapport à l'asthénosphère sous-jacente, les éruptions de magma migrent avec le temps à la surface de la lithosphère. On a donc une traînée, ou ligne, de volcans, qui marque la trace du mouvement relatif du fond océanique par rapport à la source de magma. Tuzo Wilson a baptisé *panache* cette formation d'îles et de rides.



C. Bevilacqua

▲ ***Squelettes de Radiolaires** fossiles de l'Éocène supérieur provenant de l'île de la Barbade (Petites Antilles).*

Le fond de l'océan s'approfondissant au cours du temps, une île d'origine volcanique ayant cessé d'être active est rapidement érodée au niveau de la surface de l'eau pour s'enfoncer ensuite sous cette surface. Il arrive que la productivité des organismes coralliféres — qui peuvent proliférer sur le socle volcanique si les conditions hydrologiques sont favorables — soit telle qu'un *atoll,* ou couronne de récifs coralliens, se maintienne au-dessus du niveau de l'océan, alors que le substratum volcanique continue de s'enfoncer. Darwin avait proposé cette explication de l'origine des atolls, qui a été vérifiée depuis par de nombreux forages dans les récifs et les socles des îles du Pacifique.

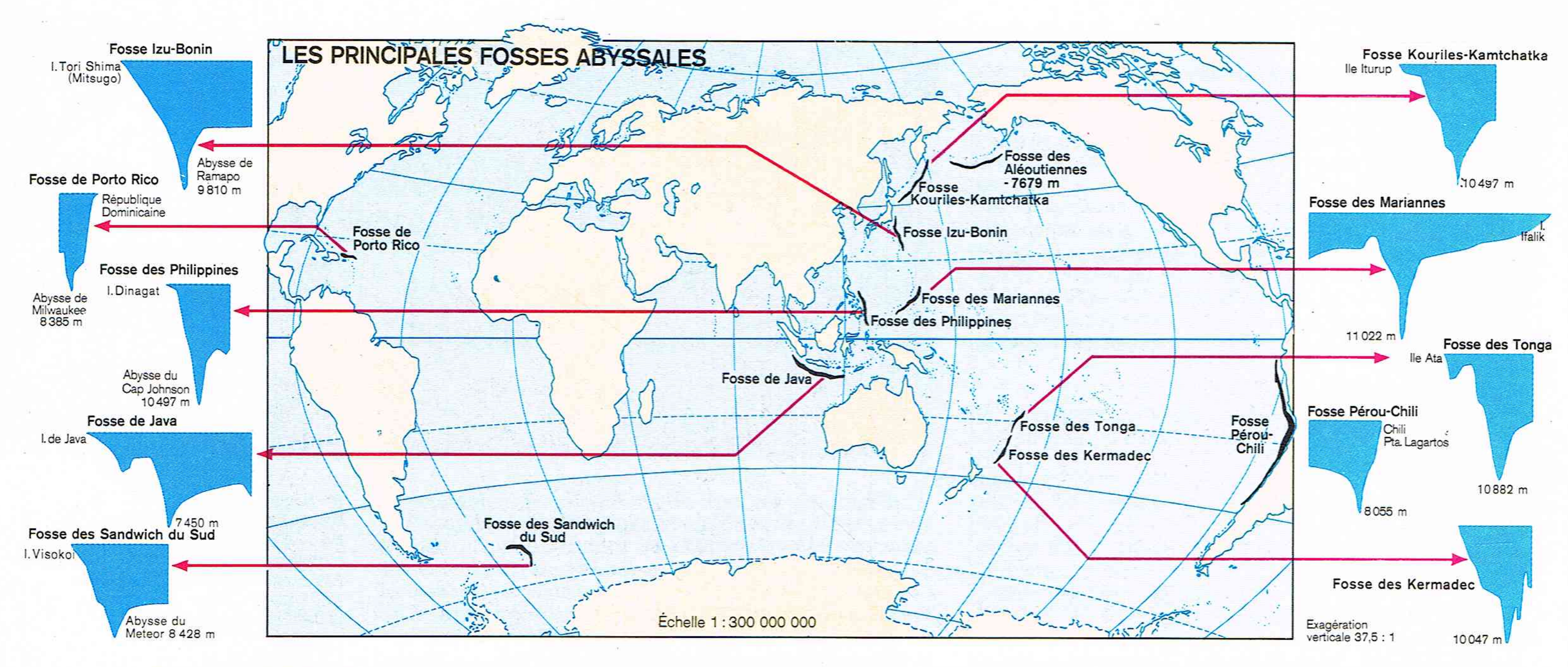
Si la productivité corallienne n'est plus suffisante, l'île ou l'atoll érodés s'enfoncent et deviennent des monts sous-marins tronqués par l'érosion, appelés *guyots*.

Les fonds océaniques présentent également de grandes *crêtes* sous-marines, ou rides, qui paraissent avoir une origine volcanique sans marquer d'interruption de niveau au long de centaines ou même de milliers de kilomètres. Les plus connues de ces rides sont la crête de Walfish dans l'océan Atlantique Sud, et la crête dite des quatre-vingt-dix degrés est dans l'océan Indien. Leur processus de formation est encore mal compris. On admet actuellement qu'elles sont dues à un phénomène de « panache » particulièrement prononcé en raison d'une fracture active ayant permis la montée continue de grands volumes de magma à la surface de la lithosphère. Ces fractures seraient liées au phénomène d'écartement des plaques constituant l'écorce terrestre accompagné de mouvements tectoniques soulevant les extrémités de ces plaques. On doit dans ces conditions trouver des crêtes identiques

▼ ***Une île d'origine volcanique est rapidement érodée au niveau de la surface de l'eau, mais des coraux peuvent proliférer et se maintenir au-dessus du niveau de l'océan, favorisant la formation d'un atoll** : ici, une vue aérienne d'un atoll entre Tahiti et les îles Fidji : on peut reconnaître les lagons reliés entre eux et à la mer par des passes, qui permettent un renouvellement de l'eau.*



G. Mairani



▲ ***Carte et profils des principales fosses abyssales.***

de part et d'autre d'une frontière de plaques. Il en est ainsi dans un certain nombre de cas, la crête de Walfish et la crête de Rio Grande étant symétriques dans l'océan Atlantique Sud de part et d'autre de la dorsale médio-océanique.

Fosses abyssales

Si les monts sous-marins, guyots et rides sont des accidents en hauteur sur les plaines abyssales, les *fosses* sont de longues et étroites dépressions, s'étendant souvent sur des centaines de kilomètres, rectilignes ou arquées, présentant parfois des changements brutaux de direction, offrant un profil en V très aigu, avec des pentes de 5 à 45°. Le fond de ces fosses, très plat, peut présenter une largeur de quelques mètres ou de plusieurs kilomètres. On dénombre une soixantaine de ces fosses : cinq dépassent la profondeur de 10 000 m; la plus grande profondeur à la surface du globe terrestre est présentée par la fosse de Guam (11 034 m) dans le Pacifique Ouest. Dans l'Atlantique et la Méditerranée, les profondeurs maximales sont respectivement de 8 428 m (fosse des Sandwich du Sud) et de 5 121 m (fosse Hellénique, au large de la Crète).

La plupart de ces fosses font partie de fosses volcaniques actives et sont liées à des *arcs volcaniques insulaires*. En s'éloignant de la fosse, on trouve en effet généralement des arcs volcaniques, constitués d'archipels d'îles actives. Ces archipels marquent souvent une partie des frontières de plaques constitutives de l'écorce terrestre convergentes, comme on le verra ultérieurement. Plusieurs arcs insulaires existent sur les marges de l'océan Pacifique, la « ceinture de feu du Pacifique », comme les îles Aléoutiennes, les Kouriles, le Japon, les Ryu-Kyu, les Philippines, l'Indonésie, situés entre la fosse océanique et le continent.

Les Mariannes, les Hawaii méridionales et les Antilles sont d'autres arcs volcaniques du même type. Ces archipels en chapelet délimitent des bassins partiels « inter-arcs » ou marginaux, plus ou moins fermés entre les îles et le continent voisin.

Ces bassins, suivant leur âge, sont plus ou moins comblés de sédiments, dans la mesure où les arcs insulaires forment une barrière relative à la circulation générale de l'océan. Tels sont les bassins des mers de Béring et d'Okhotsk, de la mer du Japon, de la mer Jaune, de la mer de Chine orientale, et de la mer de Chine méridionale. Ils forment, avec les arcs insulaires qui les limitent, des ensembles dits « marginaux », qui s'écartent des continents adjacents.

Dorsale médio-océanique

Enfin, le trait le plus frappant des fonds océaniques est une élévation prismatique longtemps prise pour une chaîne de montagnes, la dorsale médio-océanique, qui sillonne le globe sur une distance d'environ 65 000 km. Formée de segments déplacés les uns par rapport aux autres par des failles transformant la direction générale — ou failles de transformation — cette dorsale est large par endroits de plus de 2 000 km et s'élève en moyenne à 2 000 m au-dessus des plaines abyssales.

L'existence de tels reliefs montagneux a été reconnue à la fin du XIXe siècle dans l'Atlantique, et au début du XXe siècle dans le Pacifique. Elle n'a été mise en évidence dans l'océan Indien qu'à la veille de la Seconde Guerre mondiale.

Ce ne fut qu'en 1956 qu'Ewing et Heezen, constatant qu'une ligne d'enregistrement d'activité sismique coïncidait avec les indications plus ou moins précises de reliefs montagneux sur les cartes, émirent l'hypothèse que cette ligne sismique océanique suivait exactement la ligne de crête de la dorsale. La même carte permet donc de suivre le tracé des dorsales et des séismes dans l'océan mondial.

Cette hypothèse, vérifiée par tous les travaux océanographiques ultérieurs et l'étude de cette succession presque ininterrompue de systèmes d'élévations représentant plus d'un tiers de la surface des fonds océaniques, est un des événements les plus importants et les plus déterminants de l'évolution des sciences de la Terre au cours des vingt dernières années. Auparavant, toutes les théories portant sur l'histoire de la Terre et la constitution de l'écorce terrestre, étaient fondées sur l'étude exclusive des 29 % émergés de la surface du globe. Ewing et Heezen firent apparaître à l'évidence que le trait le plus important à la surface de la Terre ne se trouve pas sur les continents, mais bien au fond de l'océan. La dorsale médio-océanique ne laisse que quelques prolongements au sein même des continents, au nord-est de l'Afrique et en Sibérie notamment. Sur 97 % de sa longueur, la clef de l'explication des mouvements de l'écorce terrestre est cachée par une couche de plusieurs milliers de mètres d'eau. Le volcanisme qui lui est associé est très difficilement détectable depuis la surface de ce volume d'eau.

La dorsale présente à son sommet une particularité. Elle est entaillée, sur toute la longueur, par une étroite vallée, qui fut détectée sur des cartes séismiques transversales de la dorsale par l'œil acéré de Mary Tharp. Cette vallée est profonde en moyenne de 1 500 à 1 800 m et large de 20 à 50 km. Baptisée « rift » (de l'anglais déchirure, fissure, par analogie avec les grandes cassures qui entaillent les hauts plateaux de l'Est africain et ont permis la formation des vallées profondes où se trouvent les grands lacs), la dépression entaillant le sommet des dorsales médio-océaniques est désormais reconnue comme étant la plus grande structure active à la surface de la Terre.

L'étude des fonds océaniques, qui furent longtemps considérés comme une structure passive, simple réceptacle de débris où la seule évolution géologique était la sédimentation, allait confirmer que la Terre est la planète vivante du système solaire. L'exploration du fond des océans amorce de nos jours une véritable révolution des sciences de la Terre.

Les sédiments profonds

Pendant de nombreuses années, l'étude géologique des fonds marins a porté presque exclusivement sur l'analyse des sédiments et leur répartition topologique et géographique. Le fond des océans, pensait-on, ne connaît pas l'érosion, et se trouve donc lentement enseveli sous un dépôt de minuscules débris, organiques et minéraux, qui tombent continuellement de la surface. On avait pu calculer que, depuis l'origine supposée de la Terre, une épaisseur de 12 km de sédiments, provenant de l'érosion des continents, s'était accumulée dans les profondeurs marines. Agassiz, célèbre géologue et océanographe du XIXe siècle, écrivait : « La monotonie des fonds de l'océan n'est rompue que par les carcasses d'animaux morts qui proviennent de la surface. »

Les sédiments profonds sont soit organiques, formés de fragments d'organismes tels que coquilles d'animalcules calcaires et siliceux, matériaux organiques et phosphatés provenant de débris de Vertébrés, soit inorganiques (minéraux argileux, quartz et autres minéraux détritiques, produits volcaniques, nodules de manganèse, éléments traces). Ils peuvent être répartis en trois catégories :

— les particules pélagiques provenant de la surface des océans et dont la vitesse de dépôt varie en fonction de la taille;

— les particules transportées par les courants de fond ou les courants de turbidité : sables, particules terrigènes, organismes vivant à faible profondeur, entraînés par grands fonds;

— enfin, les dépôts de provenance locale, dérivés du bassin océanique lui-même au terme de processus très variés, qui peuvent être une réaction sous-marine entre l'eau de mer et le matériel volcanique, la migration et la reconstitution de matériaux dans les sédiments, le lessivage des roches exposées à l'air libre dans le cas des îles volcaniques.

Ces éléments constituent les sédiments qui s'accumulent par gravité en dépôts parallèles au fond de l'océan. Les sédiments d'origine continentale s'entassent sur le glacis dont ils comblent la base à la frontière de la plaine abyssale, constituant le talus. Sur les flancs des dorsales médio-océaniques et des guyots ou monts sous-marins, seules des particules fines en suspension peuvent se sédimenter.

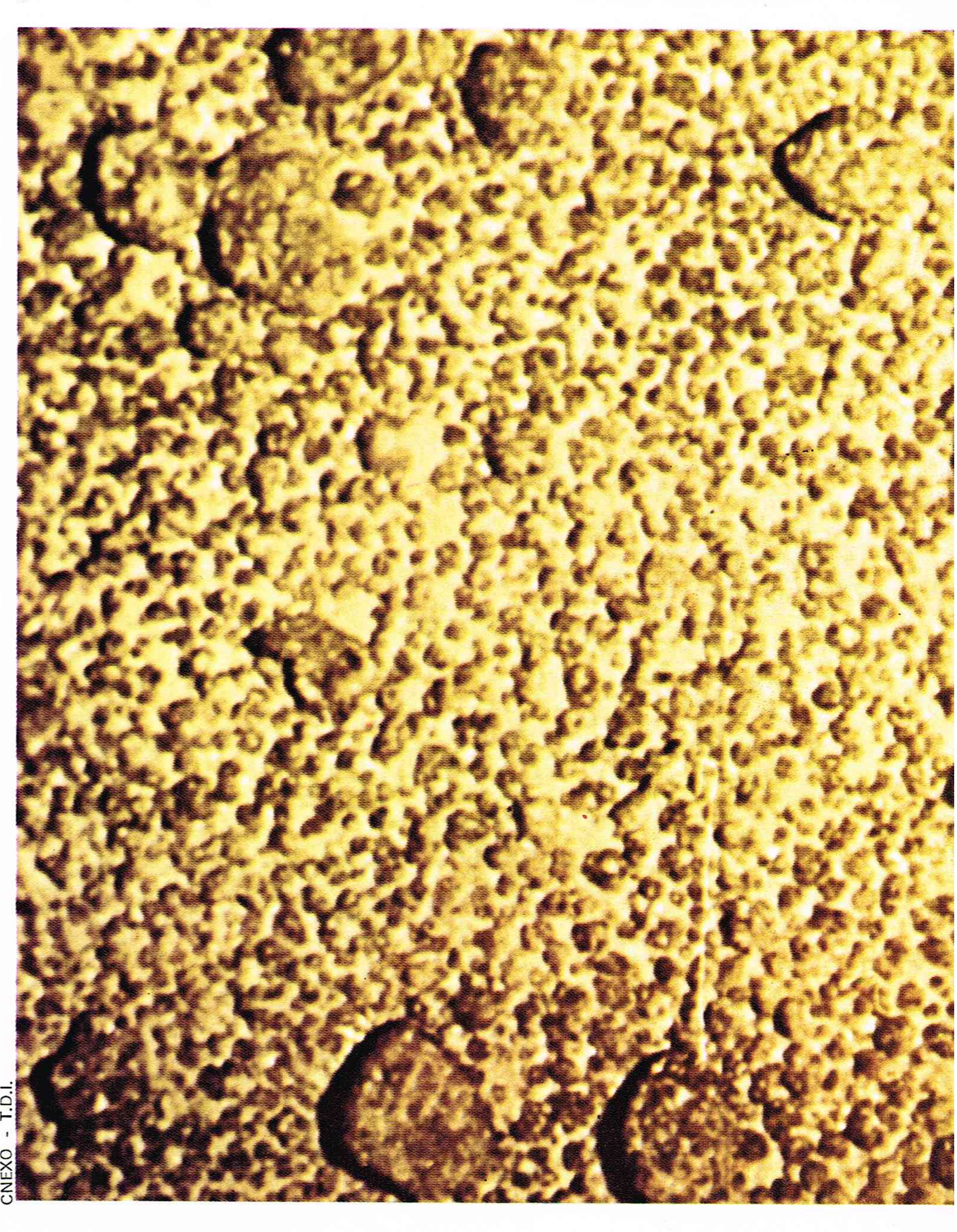
D'une façon générale, les sédiments sur les plaines abyssales se composent d'une alternance de sédiments terrigènes et de dépôts pélagiques : argiles, cendre volcanique et boues siliceuses à Diatomées ou à Radiolaires. Les dépôts carbonatés y sont rares, les coquilles calcaires des organismes pélagiques et les squelettes de Poissons étant dissous avant d'atteindre des profondeurs supérieures à 4 000 ou 5 000 m. Les seules exceptions à cette règle de dissolution sont les dents de requin et les otolithes de baleine. Par grands fonds, dans les zones dépourvues d'apports terrigènes, on trouve surtout des sédiments argileux et siliceux, les *argiles rouges*. Ces sédiments d'origine détritique, dont le dépôt se fait au rythme de 1 millimètre par an, contiennent une association de kaolinite, de montmorillonite et d'illite provenant des zones d'érosion sous climat tropical, et l'association de chlorite et d'illite provenant des zones froides et tempérées.

Sur de grandes étendues des fonds de l'océan Pacifique et de l'océan Indien, il semble que les sédiments soient principalement formés à la suite de la dévitrification de verres volcaniques au cours d'un processus géochimique complexe. Il se forme alors de la montmorillonite et de la phillipsite, très communes dans l'océan Pacifique central où elles forment plus de 90 % des sédiments actuels.

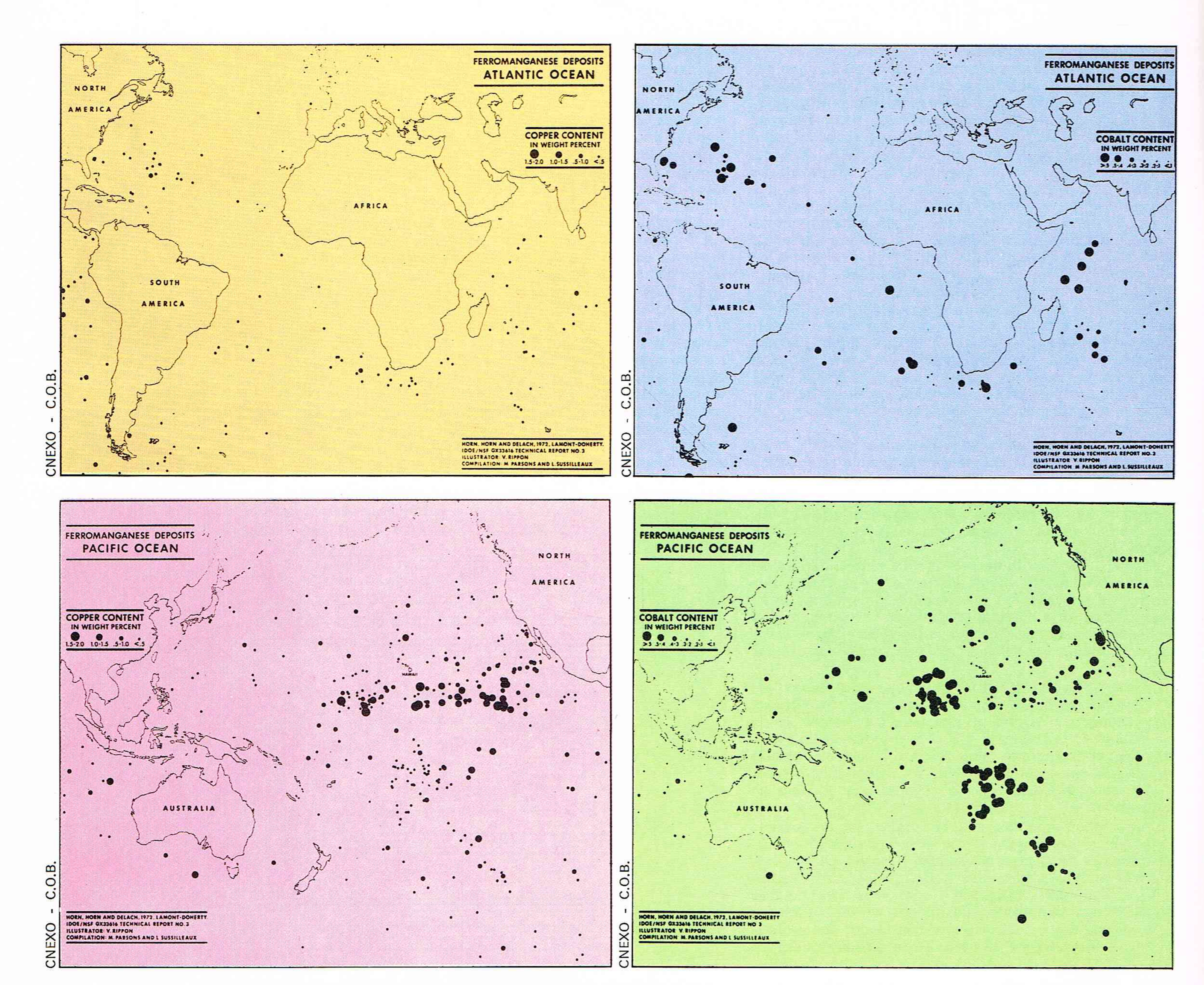
Parmi les sédiments des grands fonds, dont l'origine vient également du sous-sol marin, et non de la surface de l'océan, les **nodules polymétalliques** présentent un très grand intérêt. Ce sont des concrétions riches en fer et en manganèse, qui contiennent aussi en proportions faibles du cuivre, du nickel, du cobalt et des métaux rares. Les formes de ces concrétions sont très variées. Ce sont des boules plus ou moins ellipsoïdales à surface lisse ou mamelonnée, des agglomérats de formes anguleuses, des croûtes recouvrant les roches ou même le fond sédimentaire. Le diamètre moyen des nodules est de 3 à 5 cm, mais on a remonté à la surface un encroûtement d'un poids de 850 kg. Les concrétions d'oxydes métalliques forment souvent des auréoles plus ou moins épaisses autour d'un noyau, qui peut être un fragment volcanique ou une boule d'argile indurée, voire même une dent de requin. Le mode de formation des nodules n'est pas encore connu avec certitude. On sait toutefois que les nodules les plus riches en minéraux tels que le nickel, le cuivre, le cobalt ne se trouvent qu'à de grandes profondeurs, notamment dans l'océan Pacifique central, dans des zones de fonds où la sédimentation est faible et parfois nulle. On les trouve à l'interface eau-sédiments. Il semble qu'ils disparaissent dans les sédiments.

La carte de la répartition mondiale des gisements profonds de ces nodules, présents dans toutes les mers, fait apparaître un certain nombre de régions où ils sont particulièrement abondants. Dans l'Atlantique Nord, on les trouve surtout au large de la Floride, sur des fonds caractérisés par une sédimentation du type des argiles rouges des grands fonds. Dans l'Atlantique Sud, les dépôts sont rares au large des côtes sud-américaines, et plus abondants à proximité de l'Afrique. Dans l'océan Indien, l'étude ne fait que commencer. D'importantes concentrations ont été reconnues dans le bassin de Madagascar et dans celui de Crozet. Le Pacifique, et notamment le Pacifique central, apparaît en l'état actuel des recherches comme l'océan le plus riche en gisements de nodules.

▼ Parmi les sédiments de grands fonds, dont l'origine vient du sous-sol marin, les* nodules polymétalliques *se révèlent d'un intérêt économique majeur : ici, un champ de nodules de dimensions variables.



CNEXO - T.D.I.



▲ En haut, cartes de l'Atlantique montrant la répartition des principaux gisements identifiés de nodules polymétalliques : à gauche, en fonction de leur teneur en cuivre ; à droite, en fonction de leur teneur en cobalt. Ci-dessus, cartes du Pacifique montrant la répartition des principaux gisements de nodules : à gauche, en fonction de leur teneur en cuivre ; à droite, en fonction de leur teneur en cobalt.

Du point de vue minéralogique, les nodules sont caractérisés par la rareté des phases cristallines. Il est possible d'y distinguer cependant des minéraux lourds d'origine détritique. On pense généralement que les oxydes métalliques contenus dans les nodules proviennent de l'érosion des continents, de l'altération sous-marine des roches volcaniques, du volcanisme sous-marin lui-même qui peut libérer des ions métalliques dans l'eau de mer, de la remobilisation enfin des ions métalliques dans des épaisseurs sédimentaires suivie d'une précipitation à la surface de ces épaisseurs. Il apparaît une corrélation entre la teneur en oxydes des nodules et celle des sédiments qui les environnent. Actuellement aucune hypothèse, si séduisante puisse-t-elle paraître, ne résout entièrement les questions posées par la formation des nodules.

On note enfin sur les grands fonds la présence de débris de **météorites,** qui sont évidemment plus abondants dans les zones profondes de très faible sédimentation. Ce sont les seuls sédiments dont l'origine soit extraterrestre. Une hypothèse intéressante, mais non encore prouvée, propose que leur taux de dépôt soit constant au cours du temps, ce qui permettrait de disposer d'éléments de référence pour la mesure de la vitesse générale de sédimentation. On avance, pour cette vitesse, des ordres de grandeur. Ainsi, les zones de dépôts de sédiments terrigènes ont des taux de sédimentation de l'ordre de 100 m par million d'années. Les zones de sédiments organiques ont une sédimentation de l'ordre de 10 m par million d'années, celles des argiles rouges et des nodules, une vitesse de l'ordre de 1 m par million d'années.

Un aspect particulier du processus de sédimentation dans les fonds océaniques est présenté par les *fosses océaniques,* et plus spécifiquement par les fosses associées à des arcs volcaniques insulaires, constituant des ensembles dits bassins marginaux, à la frontière de deux plaques de l'écorce terrestre, l'une de ces plaques plongeant sous l'autre (frontière de subduction). Ces fosses jouent le rôle de pièges à sédiments. Des épaisseurs sédimentaires considérables peuvent être accumulées, empilées, et constituer de véritables terrasses étagées à toutes les profondeurs de la fosse. Ces terrasses sont encore très peu connues, et les bassins marginaux dont elles font partie ne sont que délimités et pas encore explorés. Le moins mal connu est le bassin d'Anchorage, au large des côtes de l'Alaska. Suivant leur âge, ces bassins marginaux sont plus ou moins comblés et sont soumis à des forces géodynamiques qui peuvent soumettre les couches sédimentaires à de très fortes conditions de température et de pression.

L'étude des sédiments profonds met en évidence la dynamique des fonds océaniques

Dès sa première campagne d'étude à la mer, en 1947, au cours de laquelle il adapta à l'étude du sous-sol marin les techniques sismiques d'exploration mises au point

par l'industrie pétrolière, Ewing mit en cause la théorie des épaisseurs sédimentaires universellement importantes sur tous les fonds. Il mesura en effet que la couche de sédiments dépassait rarement l'épaisseur d'un kilomètre sur le fond des bassins océaniques, et qu'elle était très faible ou même inexistante sur la dorsale médio-océanique, au centre de l'Atlantique, où des couches volcaniques venaient partout à l'affleurement. Il fallait admettre soit que la théorie du taux universel de dépôt des sédiments était fausse, soit que les bassins océaniques et les dorsales étaient géologiquement très jeunes.

Pourtant, les « carottes » de vase que l'on prélevait sur les grands fonds, grâce à de longs tubes, révélaient que les taux de dépôts actuels étaient encore plus élevés que prévu. Bien plus, alors que chacun s'accordait à prédire que cette vase ne devait comprendre que de très fines particules capables de flotter sur de grandes distances en surface, ou d'être transportées par le vent, on trouvait de nombreux lits de sables semblables à ceux que produit l'action des vagues sur la côte.

L'équipe d'Ewing chercha à découvrir le processus naturel qui apportait ces lits de sables au milieu des bassins océaniques. Elle remarqua qu'on ne trouvait ces lits que dans les régions plates des plaines abyssales. Elle pensa trouver une hypothèse d'expansion de sédiments terrigènes avec l'existence des canyons sous-marins.

Avant la guerre, deux géologues américains, Shepard et Smith, avaient découvert que la pente continentale à l'est des États-Unis est entaillée par une multitude de gorges étroites qui ressemblent aux vallées découpées par les torrents à flanc de montagne. La plus importante de ces vallées se raccorde au tracé fossile que suivait le fleuve Hudson sur le plateau continental durant la dernière glaciation. Les levés topographiques montrèrent que le canyon de l'Hudson se prolongeait jusqu'au pied de la marge continentale, et au-delà, à des profondeurs dépassant 4 500 m. Ce canyon n'avait pu être creusé que par des courants de *turbidité*. Une eau dont la densité est accrue par les sédiments en suspension qu'elle contient forme en effet un courant turbide sur une pente. Ce courant peut atteindre, dans certaines conditions, des vitesses nécessaires pour creuser une vallée dans des roches dures et transporter des sédiments grossiers sur des centaines de kilomètres. La preuve de l'existence de ces courants de turbidité, véritables avalanches boueuses sous-marines agissant comme des niveleuses géantes, fut apportée par l'analyse des archives portant sur la rupture en 1929 de 12 câbles sous-marins au sud de Terre-Neuve. Des sections entières de câbles, certaines longues de 200 kilomètres, avaient été balayées au cours d'un tremblement de terre de grande magnitude. Un gigantesque flot de boue avait répandu des sédiments sur une surface de 100 000 km^2 sur une distance de 800 km. Le tremblement de terre avait entraîné un glissement de terrain qui avait provoqué un courant de turbidité. Ces courants prennent naissance sur le plateau continental, s'engouffrent dans des canyons qu'ils contribuent à creuser, s'amortissent progressivement sur le fond du bassin, se délestent des sédiments grossiers, puis des particules fines, et agissent comme des niveleurs des plaines abyssales, non par érosion, mais par un processus de dépôt.

Le cadre morphologique des fonds océaniques était donc modifié par les conséquences d'une importante activité séismique.

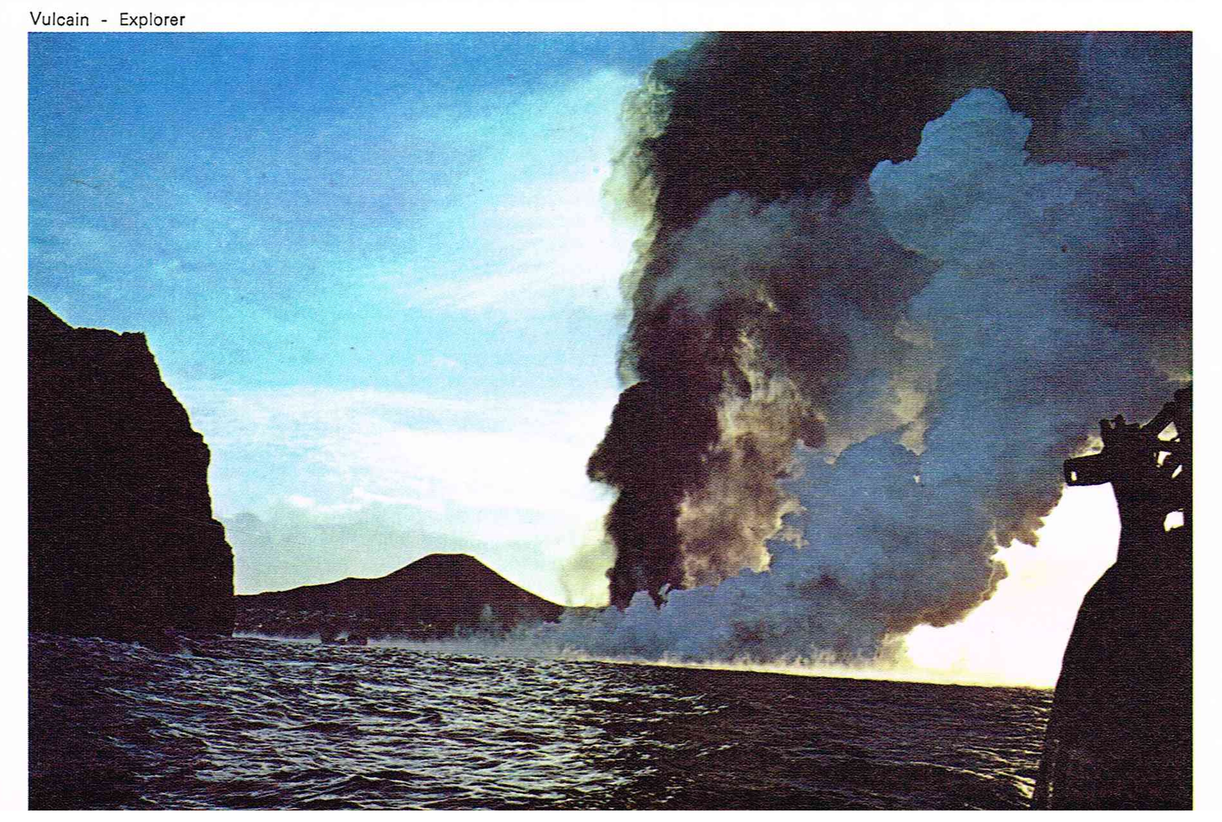
Séismicité et volcanisme

L'analyse des causes de rupture des câbles sous-marins allait par la suite permettre de mettre en évidence les forces dynamiques agissant dans ce cadre géomorphologique longtemps considéré comme un « cimetière » immobile. Car il apparut bientôt à Bruce Heezen que la plupart des coupures de câbles se produisaient soit sur les marges continentales, en bordure des océans, soit en plein milieu de la dorsale médio-atlantique. En reportant sur la carte la position des séismes qui étaient à l'origine de ces ruptures, il constata qu'ils semblaient, aux erreurs de mesure près, se produire au cœur de la vallée dont l'existence venait d'être découverte : il s'agissait du *Rift*.

A l'époque, en 1953, il n'existait que six sections topographiques continues au travers de la dorsale. Mary Tharp, la jeune cartographe qui travaillait pour Bruce Heezen, avait remarqué que, sur chaque section, la portion la plus élevée était entaillée par une dépression de 1 500 à 2 000 m de profondeur et de 30 à 40 km de large. En 1956, Ewing et Heezen n'hésitèrent pas à extrapoler, à partir de ces six sections, et à prédire qu'il devait exister une telle vallée tout au long de la ligne séismique décrite précédemment par Rothé, ligne qui se prolongeait à travers l'océan Indien jusque dans l'océan Pacifique sur une longueur totale de 65 000 km. Le Rift océanique allait être tenu pour la plus grande structure active à la surface de la Terre !

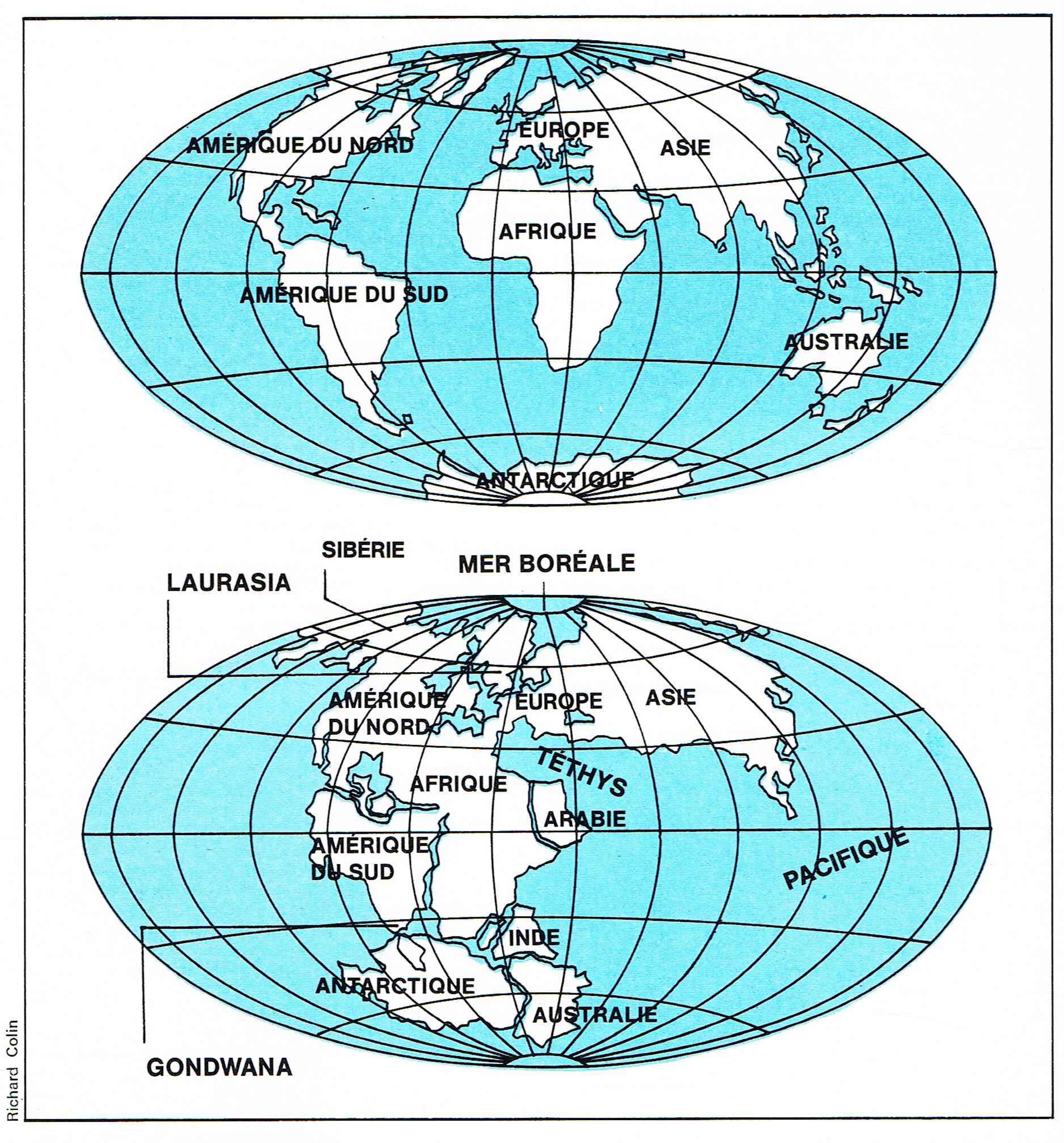
Heezen et Tharp n'étaient pas les premiers à découvrir l'existence d'un Rift au milieu de la dorsale. Dès avant la guerre, deux savants anglais, Wiseman et Sewell, avaient rapporté que la dorsale de Carlsberg, dans le nord-est de l'océan Indien, était entaillée par une vallée axiale qu'ils comparaient aux fameux Rifts africains dont nous avons parlé plus haut. Après la guerre, deux autres anglais, Hill et Swallow, avaient exploré en détail une portion de Rift dans l'océan Atlantique. Mais Ewing et Heezen étaient les premiers à avoir pressenti l'importance globale de leur découverte et à avoir osé proposer une pareille extrapolation. Il était dès lors démontré que

Vulcain - Explorer



◀ *L'Islande, portion de la dorsale médio-atlantique, est le type même d'île traversée par un Rift; c'est pourquoi elle est périodiquement le siège d'éruptions volcaniques violentes, telle celle de l'Helgafell qui détruisit, en janvier 1973, le village de Vestmannaeyjar.*

▶ *Deux planisphères illustrant la célèbre hypothèse d'Alfred Wegener sur la « dérive des continents » : en haut, la position actuelle des continents ; en bas, la distribution des océans et des continents il y a deux cents millions d'années.*



l'océan n'est pas une structure passive, un simple réceptacle pour les débris continentaux, mais qu'il possède une activité propre le long d'une vallée dont les Rifts continentaux ne sont que les prolongements émergés.

La découverte du Rift arrivait à un moment crucial dans l'évolution des sciences de la Terre. L'hypothèse de la dérive des continents, qui avait paru moribonde, venait en effet d'être réanimée, et cette fois par des géophysiciens. Il s'agissait des paléomagnéticiens, ceux qui s'attachent à déterminer les directions fossiles du champ magnétique terrestre, conservées dans les roches volcaniques principalement. Lorsqu'une lave en fusion se refroidit, elle acquiert une aimantation dans la direction du champ magnétique de l'époque, chacun de ses cristaux magnétiques se comportant un peu comme une boussole. L'aimantation acquise lors du refroidissement est stable ; elle ne change plus au cours du temps. On peut mesurer cette aimantation et retrouver par conséquent la position qu'avait le pôle par rapport à la région où se trouvait la roche au moment où celle-ci s'est refroidie.

Dès le début du XXe siècle, dans son hypothèse célèbre de la *dérive des continents,* Alfred Wegener avait proposé l'idée que la distribution des océans et des continents sur le globe terrestre avait complètement changé au cours des deux cents derniers millions d'années. Au début de l'ère secondaire, une seule masse continentale, qu'il baptisa *Pangea,* aurait émergé de l'océan mondial emplissant les dépressions de l'écorce terrestre. L'océan Atlantique et l'océan Indien que nous connaissons de nos jours n'existaient pas. Un océan aujourd'hui disparu, la *Téthys,* s'insérait entre la partie nord de la masse émergée, ou *Laurasia* — qui aurait compris l'Amérique du Nord et l'Eurasie — et la partie sud de cette masse, ou *Gondwana,* qui aurait compris l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. La *Téthys* se serait ouverte largement sur un océan Pacifique primitif plus étendu qu'il ne l'est aujourd'hui. A l'emplacement de la *Téthys,* la cicatrice de sa disparition en tant qu'océan est la chaîne de montagnes alpino-himalayennes formée par la rencontre de la *Laurasia* et du *Gondwana.* Les parties du continent originel, tels des radeaux, auraient dérivé depuis 200 millions d'années, et continueraient à dériver.

Pour séduisante qu'elle fût, cette théorie de la dérive des continents fut vivement combattue par le monde scientifique, qui classa le processus proposé par Wegener parmi les utopies.

Il fallut donc attendre les années 1960 pour que revînt au premier plan l'idée de Wegener, et que l'on assistât à un spectaculaire bouleversement de la connaissance de la structure et des mouvements de l'écorce de notre planète. Depuis les travaux de Hess, de Dietz, de Vine,

de Matthews, de Tuzo Wilson, la réalité d'ensemble du continent primitif *Pangea* ne fait plus de doute. En deux cents millions d'années, des morceaux de *Pangea*, telles l'Amérique et l'Afrique, ont été séparés par un océan, alors que d'autres sont entrés en collision et se sont soudés, par exemple l'Inde ou l'Arabie avec l'Asie. Une constatation importante s'impose : il n'y a eu ni création, ni destruction de continent. Au contraire, pendant cette même période, un océan primitif aurait disparu, et deux des principaux océans actuels seraient nés. Dans un laps de temps qui correspond au vingt-cinquième de l'histoire géologique de notre planète Terre, les océans peuvent donc naître, grandir, et mourir. *Le cadre géomorphologique des fonds océaniques que nous avons décrit est donc en perpétuelle modification*. Les fonds océaniques sont la partie vivante de la planète.

Vérification paléomagnétique

La méthode *paléomagnétique* permet une vérification particulièrement simple de l'hypothèse de Wegener. Si les continents ne se sont jamais déplacés à la surface de la Terre, la position du pôle Nord doit être restée la même pour tous les continents au cours des temps géologiques. Si par contre Wegener avait raison, la position du pôle au cours du temps devait varier de manière différente pour chaque continent, suivant les déplacements qu'il avait effectués. Or, c'est bien ce que constatèrent Blackett et son disciple Runcorn, de l'université de Manchester. L'intuition de Wegener était donc correcte : la position relative des continents avait changé au cours du temps. Mais par quel mécanisme ?

Bruce Heezen proposa l'hypothèse selon laquelle l'écorce terrestre serait brisée par des forces de distension internes. Par les fractures ainsi créées, les roches en fusion remontent progressivement et, à mesure que l'écartement se produit, emplissent les vides. Il y a donc progressivement création d'un océan dont l'âge diminue régulièrement en allant des marges continentales vers la dorsale. Pour Heezen, la dorsale médio-océanique est la partie la plus récente des océans, et c'est pourquoi l'épaisseur des sédiments augmente lorsque l'on se rapproche des continents.

Sous la direction d'Ewing notamment, les campagnes à la mer étudièrent systématiquement la dorsale. Les résultats furent précis. Le Rift se trouvait là où l'avaient placé Ewing et Heezen, sur la base de l'enregistrement des épicentres de tremblements de terre. Le Rift était bien le sommet de la dorsale médio-atlantique. L'hypothèse était vérifiée de manière aussi spectaculaire que rapide. Le Rift était devenu désormais pour les spécialistes des sciences de la Terre la caractéristique la plus remarquable de l'écorce de notre planète. On n'en savait pourtant pas grand-chose, et il n'était pas possible d'en dessiner une section précise à partir des enregistrements de sondeur obtenus depuis la surface. Il faudra attendre l'opération franco-américaine FAMOUS en 1973, et, en 1974, l'étude par submersibles d'une région du Rift choisie dans l'Atlantique au sud-ouest des Açores pour pouvoir en établir une cartographie précise et y découvrir les manifestations d'une intense activité volcanique.

Il était dès lors évident qu'il fallait s'attacher à l'étude de la dorsale médio-océanique et à celle du Rift si l'on voulait comprendre la structure des fonds océaniques. La révolution des sciences de la Terre vint des équipes de Cambridge, autour de Bullard, et de Princeton, autour de Hess, étudiant les résultats apportés par l'équipe du Lamont Laboratory autour d'Ewing.

Hess proposa en 1960 un nouveau modèle dynamique de la Terre. Il avait acquis la conviction que l'écorce océanique n'est qu'une pellicule altérée du *manteau* sous-jacent, alors que l'écorce continentale est différente de ce manteau. L'écorce continentale est indestructible, l'écorce océanique est éphémère. Il suffit de la faire rentrer au sein du manteau en fusion pour qu'elle retourne à son état primitif. Inversement, pour produire de la croûte océanique, il suffit de faire monter le manteau au fond des océans. Les deux structures fondamentales de cette évolution sont donc, d'après Hess, le Rift, où se forme la nouvelle écorce océanique à partir du manteau, et les fosses océaniques, où cette écorce se détruit en retournant au manteau. Les deux traits caractéristiques du cadre géomorphologique des fonds océaniques que nous avons présenté recevaient de Hess la reconnaissance de leurs fonctions respectives. Le mécanisme moteur propulsant l'écorce océanique de l'un à l'autre était celui des courants de convection dans les matières en fusion du manteau supérieur, courants qui joueraient le rôle d'énormes courroies de transmission venant affleurer l'écorce océanique. Selon Hess, tout se passerait comme si le fond des océans était un tapis roulant se déplaçant à partir du Rift. Le temps de parcours du tapis depuis le Rift jusqu'à la fosse où il disparaît serait de 200 à 400 millions d'années.

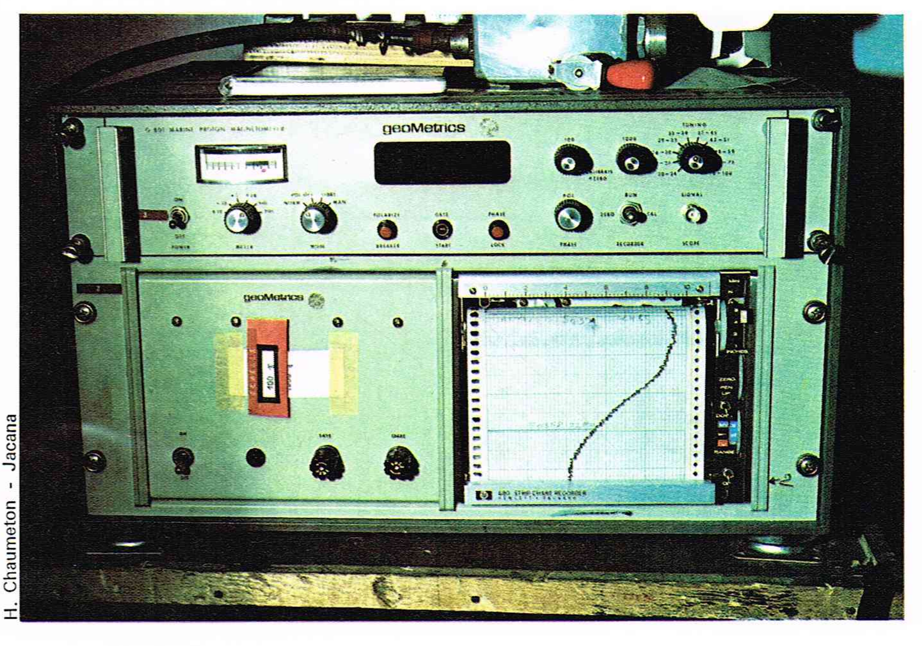
Le fond de l'Océan tout entier serait renouvelé tous les 300 ou 400 millions d'années. Il serait géologiquement éphémère. Les continents pourraient être déformés, fragmentés ou soudés l'un à l'autre, suivant le tapis sur lequel ils se trouvent encastrés, mais ils ne disparaîtraient jamais. Ils sont permanents. Il y a bien dérive des continents, comme le pensait Wegener, mais une dérive passive, le continent se déplaçant sur le dos des courants de convection internes.

Ainsi s'expliquent l'âge très faible des océans par rapport aux continents, la symétrie par rapport aux Rifts, la progression de la croûte océanique au fur et à mesure qu'on s'éloigne de ces Rifts. Les océans Atlantique, Indien et Arctique sont en cours d'expansion, avec écartement des continents de part et d'autre. L'océan Pacifique est en cours de rétrécissement, le fond océanique étant avalé dans les « mâchoires » des fosses qui l'entourent.

La preuve décisive allait venir de Cambridge. Vine s'intéressait plus particulièrement à la distribution des anomalies magnétiques. Il s'agit des petites variations dans le champ magnétique terrestre qui sont dues au fait que les roches possèdent une aimantation propre et sont donc à l'origine d'un faible champ magnétique qui s'ajoute au champ terrestre — exactement comme celui d'un petit aimant.

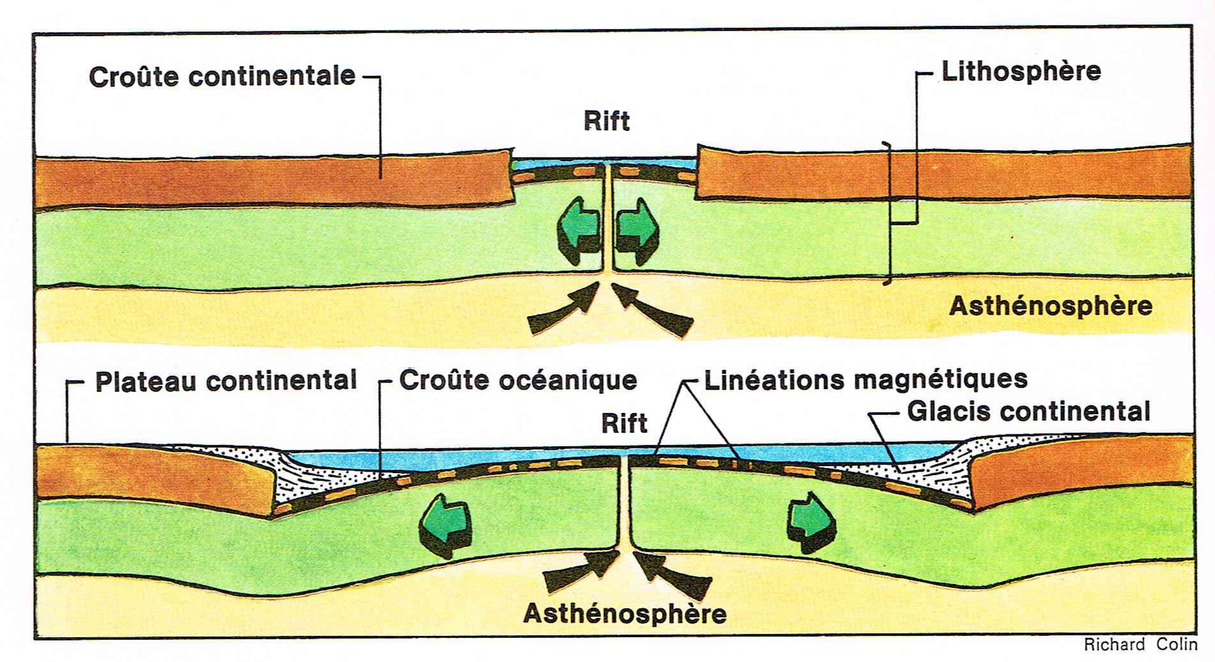
A l'époque, les géophysiciens anglais étaient convaincus de la réalité de la dérive des continents, et le mécanisme du renouvellement des fonds océaniques leur paraissait tout à fait vraisemblable. Les paléomagnéticiens leur avaient appris que la direction du champ magnétique terrestre s'est très souvent inversée au cours des temps géologiques. En quelques milliers d'années, le pôle Sud prend la polarité du pôle Nord et *vice versa*. Autrement dit, une boussole qui indique le nord de nos jours aurait indiqué le sud il y a 700 000 ans, lors de la dernière inversion. Vine avait vérifié qu'il existait sur la dorsale des volcans possédant une aimantation inverse. Avec Matthews, il en conclut que s'il y avait création de nouveaux fonds océaniques, il devait y avoir aussi création de bandes d'écorce océanique possédant alternativement une aimantation normale et une aimantation inverse. Le fond des océans doit donc être formé par une série de bandes parallèles et symétriques par rapport au Rift et dont l'aimantation est successivement normale et inverse. Si l'on connaît les dates des inversions du

▼ Un* magnétomètre, *appareil permettant de calculer les variations du champ magnétique terrestre.



H. Chaumeton - Jacana

▶ *Représentation schématique de la théorie de la tectonique des plaques montrant l'enfoncement des flancs d'une dorsale avec sa couverture sédimentaire (d'après Pautot et Le Pichon).*



Richard Colin

▶ *Page ci-contre, schémas montrant, selon la tectonique des plaques, différents modes de formation. En haut, rencontre de deux plaques, avec compression, puis glissement de l'une sous l'autre; il y a création d'une* fosse océanique. *Au centre, collision de deux continents avec écrasement et bombement de la masse sédimentaire; il y a naissance d'une* chaîne de montagnes. *En bas, création de* failles transformantes, *grandes cassures transversales qui affectent les rides océaniques.*

champ magnétique, on peut également dater ces bandes en partant du Rift et en progressant vers l'est et vers l'ouest, c'est-à-dire vers les âges plus anciens. Il va de soi qu'on peut en déduire la vitesse de création du fond des océans à partir de l'axe initial.

L'hypothèse fournissait une clef facile à utiliser. Il suffisait de mesurer le champ magnétique en traînant un magnétomètre derrière un navire au-dessus des dorsales. La carte du fond des océans se couvrait progressivement d'un réseau de zébrures parallèles et symétriques par rapport au Rift. Les taux d'expansion avaient été mesurés tout le long du Rift et variaient entre 2 cm et 20 cm par an, soit 20 et 200 km par million d'années. On montrait que les parties les plus anciennes de la croûte océanique ne dépassaient nulle part 180 millions d'années, soit moins d'un vingtième de l'âge de la Terre.

On disposait enfin d'une hypothèse qualitative d'évolution des océans. Il restait à bâtir un modèle quantitatif de la dynamique terrestre, modèle capable d'expliquer en particulier la nature et la distribution de la séismicité sur le globe. Cette dernière pierre fut apportée à l'édifice dès l'année suivante avec la proposition de la *tectonique des plaques*.

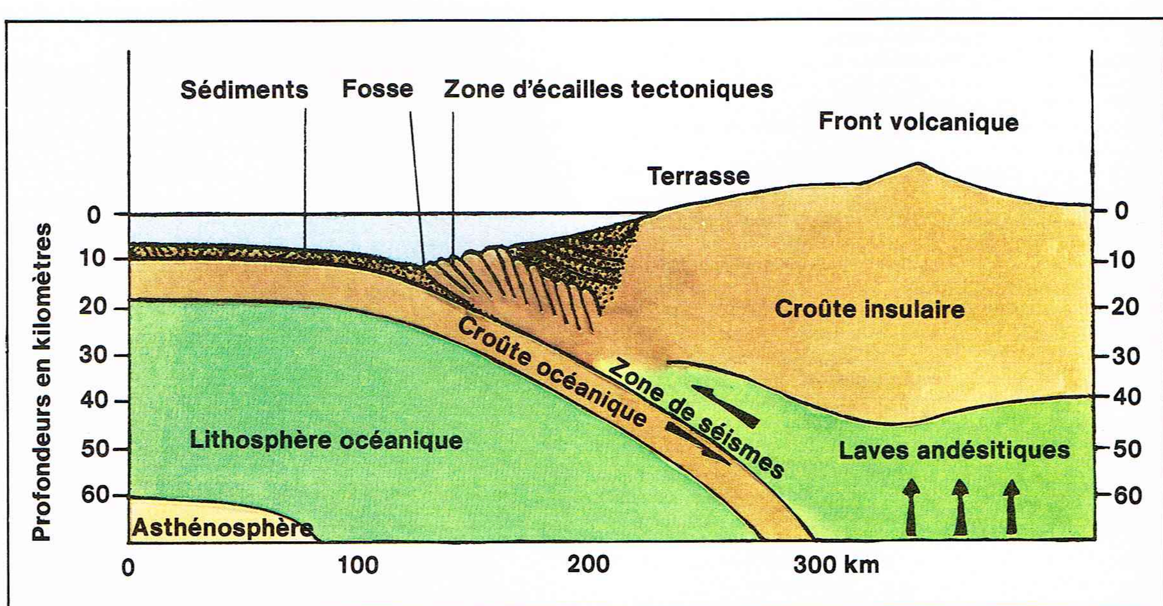
La tectonique des plaques

C'est à Princeton, à Cambridge et au Lamont Laboratory qu'allait se préciser et se développer la théorie de la tectonique des plaques. Le modèle géométrique fut d'abord proposé par Morgan, puis précisé par Mac Kenzie, et enfin étendu à la surface de la Terre tout entière par Le Pichon.

Disposant maintenant d'un modèle quantitatif, il restait à y intégrer l'ensemble des données géologiques et géophysiques accumulées depuis près de 200 ans. L'équipe du Lamont, avec Isackss, Oliver et Sykes, ouvrit la voie à l'interprétation de la séismicité en fonction des mouvements entre plaques. Des géologues, et en particulier John Dewey à Cambridge, montrèrent comment on pouvait expliquer l'origine des montagnes, et le concept du *géosynclinal*, en fonction des régions de rapprochement entre deux plaques, et plus spécialement de deux plaques portant des morceaux de continent.

La théorie est fondée au départ sur la constatation de la différence fondamentale de nature entre, d'une part, les fonds océaniques, de l'autre, le socle continental.

L'écorce terrestre, de la surface de la planète jusqu'à une profondeur de 700 km à l'intérieur du globe, est en premier lieu constituée par le *manteau supérieur* composé de roches ultrabasiques de grande densité. Le basalte est un premier produit rocheux de la fusion partielle du manteau, à la profondeur de 100 km, en raison de l'augmentation des conditions de température et de pression.



▶ *Représentation schématique du passage entre les deux types de croûte, quand une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale.*

Richard Colin

Au-dessus de cette limite, les roches sont résistantes et relativement élastiques. Au-dessous, elles peuvent fluer sous l'effet de forces faibles. On considère donc, d'une façon très générale, que l'écorce de la planète est constituée d'une enveloppe externe indéformable, d'une épaisseur de 100 km, nommée *lithosphère,* qui repose sur une couche fluide sous-jacente, l'*asthénosphère*.

La lithosphère, plus légère, s'élève au-dessus de l'asthénosphère sous l'effet du phénomène dit d'*isostasie* qui préserve l'équilibre des masses au sein de la couche fluide. La différence moyenne de niveau de 5 km entre les fonds des océans et la surface émergée des continents est due à la légèreté relative de la lithosphère, ou « croûte continentale », par rapport à l'asthénosphère, ou « croûte océanique ».

Croûte continentale et croûte océanique sont de compositions différentes. Les roches formant la croûte continentale, épaisse de 40 à 50 km, sont plus acides que le manteau supérieur. Cette croûte est le produit d'un volcanisme et d'un plutonisme intenses au cours d'une très longue histoire géologique, qui peut être évaluée en centaines de millions d'années. La composition chimique de la croûte océanique, qui est beaucoup moins épaisse puisqu'elle n'atteint en moyenne que 6 km, est moins acide. La croûte est formée de roches basaltiques d'âge géologique récent, qui proviennent d'une fusion partielle du manteau.

A quel niveau se fait le passage entre les deux types de croûte ? Il est tentant de choisir comme limite la profondeur de 2 000 m, qui correspond à la moitié de l'élévation du continent moyen au-dessus du bassin océanique moyen. La question de la nature de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est très complexe et fait notamment l'objet d'un programme international de forages profonds, IPOD (International Phase of Ocean Drilling), à partir du navire américain *Glomar Challenger*. A ce programme lancé par les États-Unis participent l'Union soviétique, le Japon, la Grande-Bretagne et la France. Nous retrouvons là la zone de largeur variable entre continent et bassin océanique, que nous avons présentée comme la *marge continentale*.

La différence de nature entre structures continentales et structures océaniques, les possibilités de mouvement des parties résistantes de la lithosphère sur la couche fluide du manteau permettent de répondre aux questions posées sur les forces agissant dans les profondeurs océaniques.

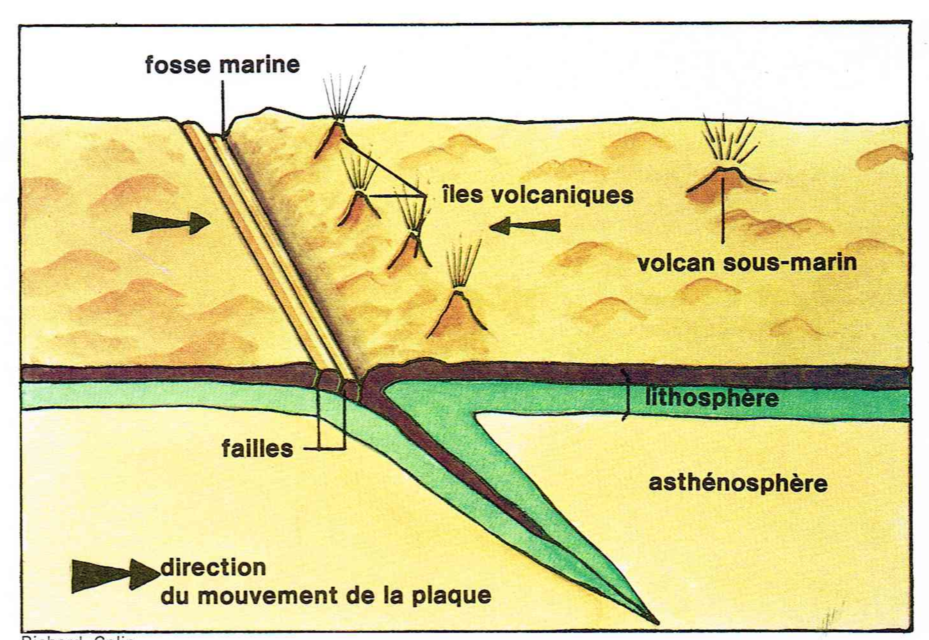
Si l'on considère en effet une croûte lithosphérique continentale soumise à des forces d'extension supérieures à la rupture, on assistera dans un premier temps à la création d'un réseau de fractures.

Accrétion

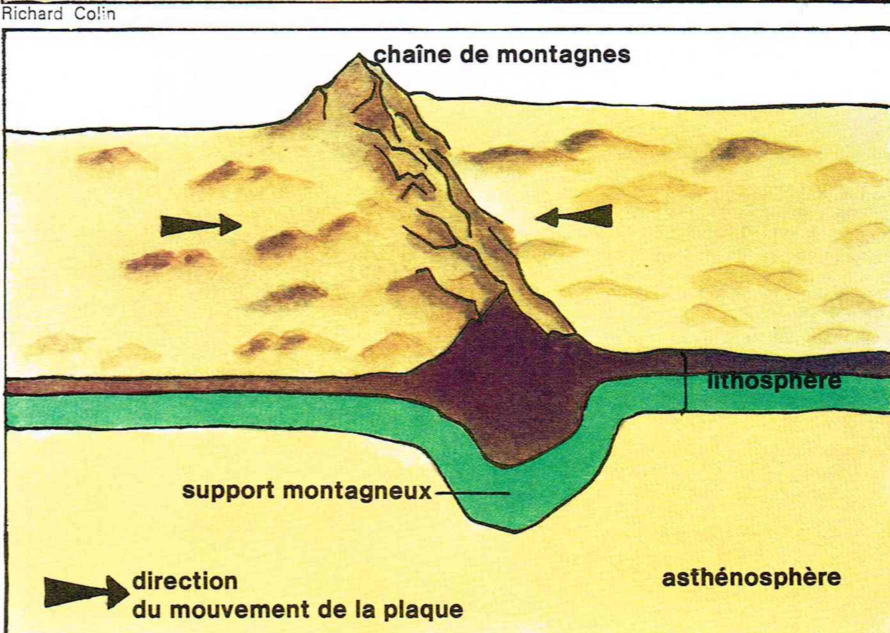
Premier stade : un réseau de fractures d'extension se développe. Par ces fractures, le matériau de l'asthénosphère remonte progressivement, au fur et à mesure que l'écartement se produit. Au cours de son ascension, la pression diminue de plus en plus, et une fusion partielle est à l'origine d'un volcanisme basique qui s'infiltre jusqu'en surface. Le réchauffement par la base de la lithosphère se produit sur une grande largeur. Celle-ci s'amincit par transformation de sa partie inférieure en matériau asthénosphérique, et il en résulte un bombement de la surface, du fait de la densité moyenne plus faible due à la température moyenne plus élevée. Ce bombement a une amplitude de 1 à 2 km et une largeur de quelques centaines de kilomètres.

Par ailleurs, les fractures superficielles tendent à se localiser dans une zone axiale relativement étroite. Elles créent, par failles normales antithétiques, un fossé d'effondrement (graben) où les épanchements volcaniques (en général des basaltes alcalins) s'intercalent avec les produits grossiers provenant de l'érosion des flancs adjacents.

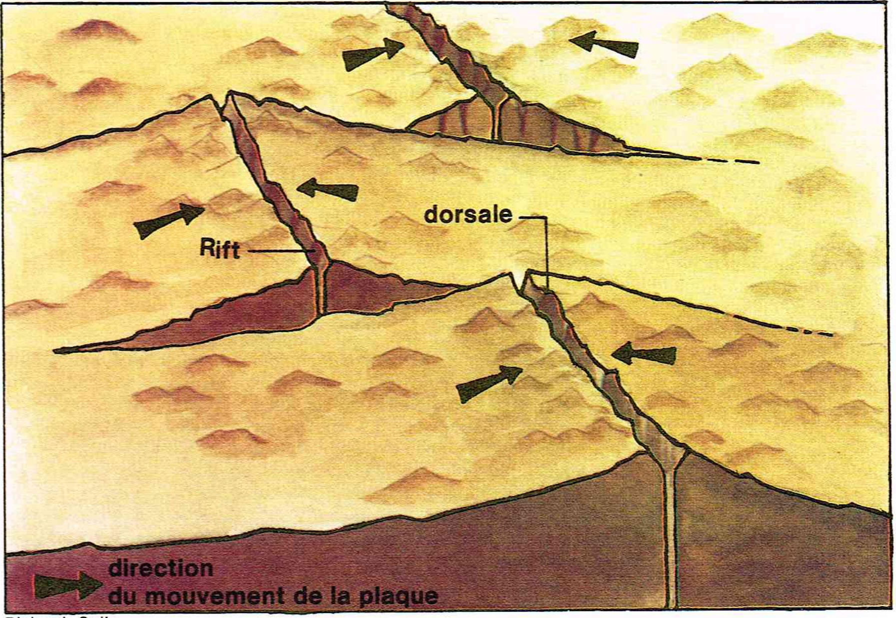
Si l'extension se poursuit, la plaque lithosphérique finit par se séparer en deux plaques bien distinctes. Le stade du Rift continental bien développé, comme les Rifts africains, est dépassé. On entre dans celui du Rift océanique. C'est souvent à ce stade que se produisent les dépôts de sédiments évaporitiques dans le Rift qui s'approfondit ; le matériau asthénosphérique remonte alors entre les deux plaques ainsi créées. Une partie du basalte produit par fusion partielle atteint la surface, où il forme une croûte de type océanique de 5 à 6 km



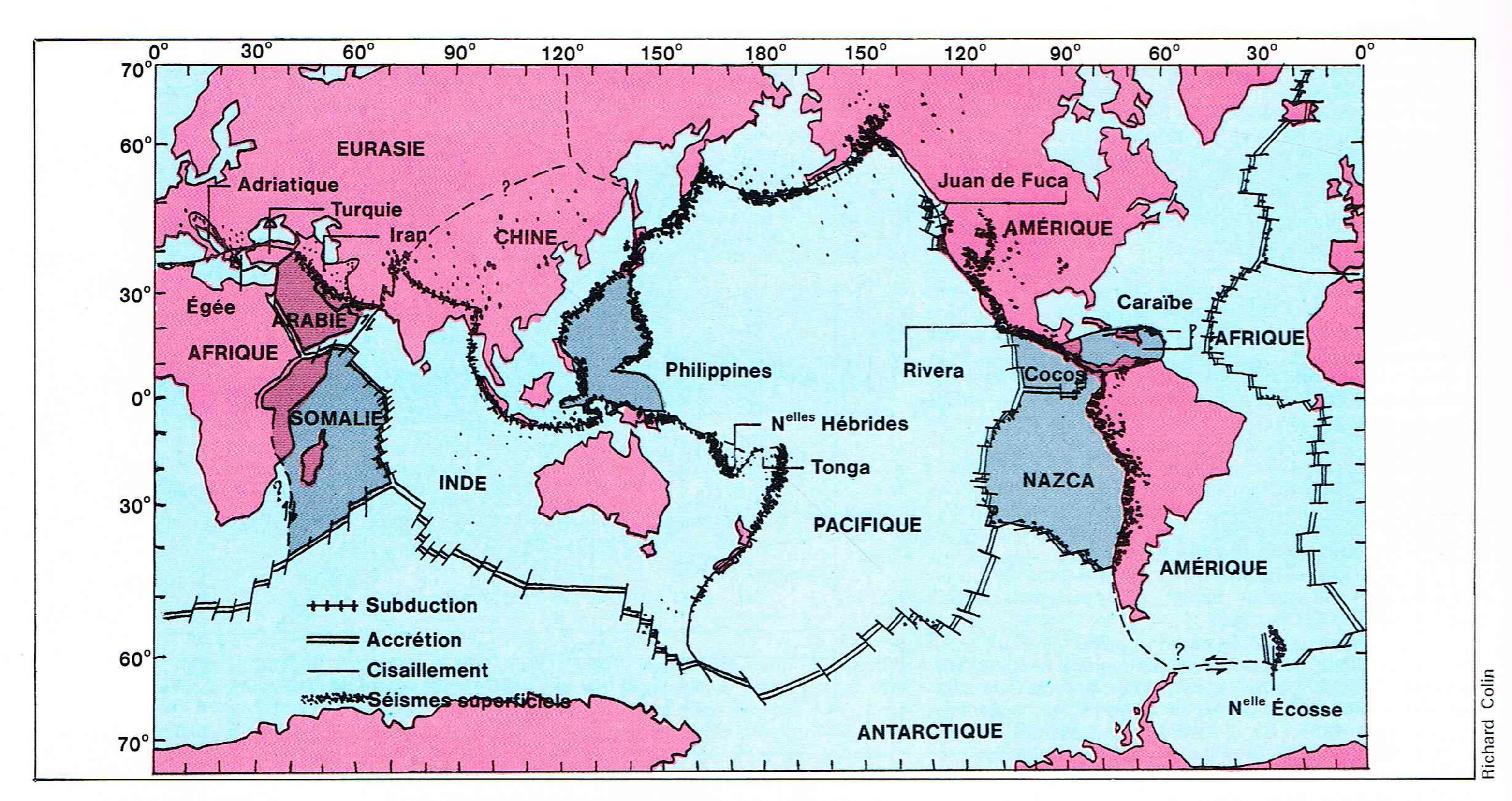
Richard Colin



Richard Colin



Richard Colin



▲ *Modèle cinématique, calculé pour douze plaques : ce modèle permet de coordonner la sismicité globale et la distribution du volcanisme des basaltes le long des lignes de Rift (d'après Le Pichon).*

d'épaisseur. En se refroidissant, la croûte océanique nouvellement formée et l'asthénosphère sous-jacente trouvent progressivement leur niveau d'équilibre hydrostatique à environ 5 km sous le niveau continental.

On voit que ces processus sont dominés par les phénomènes thermiques. Le matériau asthénosphérique remonte sans cesse dans la zone d'injection. En se refroidissant, il acquiert les propriétés physiques de rigidité de la lithosphère adjacente. Il y a accrétion de nouvelle lithosphère océanique à chacune des plaques. Cette accrétion est symétrique par rapport à la zone d'injection, le refroidissement s'effectuant de manière identique de part et d'autre.

La lithosphère océanique est donc formée par un processus d'accrétion symétrique par rapport à la zone d'injection, appelée frontière d'accrétion, qui n'est autre que le Rift de la dorsale médio-océanique.

Dans la zone d'accrétion, l'asthénosphère remonte jusqu'en surface : la température moyenne sur les premiers 100 km d'épaisseur est très élevée dans cette zone et comparable à celle de l'asthénosphère (soit plus de 1 000 °C). En conséquence, la densité moyenne est faible, et la profondeur dans la zone d'accrétion se situe entre 2,5 et 3 km au lieu de 5 ou 6 km. Tout se passe d'un point de vue physique comme si l'on avait affaire à l'évolution thermique d'une plaque très épaisse, portée à température uniforme, et soumise à une perte de chaleur à travers sa frontière supérieure maintenue à une température voisine de 0 °C. Ce refroidissement suit une loi telle qu'il varie à peu près comme l'inverse de la racine carrée du temps. L'épaisseur de la lithosphère et sa densité moyenne augmentent donc aussi comme la racine carrée du temps, ce qui contrôle l'évolution de la profondeur de sa surface. Puisque la lithosphère peut être considérée comme flottant sur l'asthénosphère, la profondeur de sa surface ne dépend que de son âge. Une portion d'océan est donc d'autant plus profonde qu'elle est âgée. Mais, si l'augmentation de profondeur est très rapide dans les premiers millions d'années (plus de 100 m par million d'années), elle devient de plus en plus faible avec l'âge et est difficile à percevoir au-delà de 150 millions d'années.

Il y a donc approfondissement symétrique de la surface de la croûte océanique depuis l'axe du Rift jusqu'aux marges continentales. La partie la plus récente (quelques dizaines de millions d'années) a la forme d'un triangle isocèle très aplati, dont le sommet est à 2,5-3 km de profondeur, et dont la largeur est de plusieurs centaines de kilomètres. C'est la *dorsale médio-océanique*. La morphologie est celle d'une province volcanique, modifiée secondairement par une tectonique d'extension dans la zone axiale.

Subduction

Le phénomène d'accrétion à partir d'une frontière de portions de croûte océanique qui s'écartent caractérise la genèse et l'évolution d'un océan du type de l'océan Atlantique actuel. Or on a vu précédemment que, si depuis deux cents millions d'années l'océan Atlantique et l'océan Indien s'étaient développés, par contre, la *Téthys* avait complètement disparu, et l'océan Pacifique avait considérablement rétréci et changé de configuration. Le processus qui fait disparaître la croûte océanique, prévu par Hess, est appelé communément *subduction*.

La composition chimique moyenne de la lithosphère océanique est identique à celle de l'asthénosphère sous-jacente. Seules ses propriétés physiques l'en différencient nettement. Au cours de son refroidissement, la lithosphère s'alourdit progressivement. L'augmentation de densité de la lithosphère océanique par rapport à l'asthénosphère accentue l'instabilité gravitationnelle de ce système dans lequel une « plaque » flotte sur un « fluide » moins dense qu'elle. Il suffit donc de créer une cassure au sein d'une lithosphère océanique déjà âgée, et donc dense, pour que celle-ci puisse plonger au sein de l'asthénosphère et y perdre progressivement, en se réchauffant, son identité physique, c'est-à-dire sa rigidité et son « indéformabilité ».

Les *fosses* océaniques, dont la profondeur peut atteindre 11 km, et qui bordent principalement l'océan Pacifique, sont l'expression superficielle de cette zone de subduction le long de laquelle une plaque lithosphérique océanique se découple de la plaque adjacente et s'enfonce sous l'autre plaque lithosphérique. Dans la zone de subduction des Kouriles, par exemple, une portion de croûte océanique s'enfonce sous l'arc insulaire de celles-ci suivant un plan dont la pente augmente progressivement avec la profondeur. Il lui faudra, une fois retournée dans l'asthénosphère, une période de 10 à 20 millions d'années pour perdre son identité physique par réchauffement et fusion. L'enfoncem a pour conséquence directe la formation d'une zor e frottement entre les deux portions de croûte, zon d'intense activité volcanique où se produisent de très forts séismes de chevauchement chaque fois que les portions bougent l'une par rapport à l'autre. La subduction est un processus très efficace de disparition en un temps géologiquement

court d'importantes surfaces de fonds océaniques. Les taux de subduction atteignent 10 cm par an, soit 100 km par million d'années.

A l'heure actuelle, environ 2,6 km^2 de surface de fonds océaniques disparaissent tous les ans, surface équivalente à celle qui est produite à l'axe des dorsales si l'on admet que la Terre garde une surface constante. On voit qu'au taux actuel, 520 millions de km^2 peuvent être détruits en deux cents millions d'années, soit près du double de la surface des fonds océaniques actuels. Il y a un renouvellement constant des fonds océaniques, qui sont créés à l'axe des dorsales, s'en écartant symétriquement pour finalement plonger dans les zones de subduction, le long des fosses océaniques. On a comparé ce processus à celui d'un tapis roulant dont la partie montante est le Rift et la partie descendante la fosse de subduction. Ce renouvellement se produit même dans un océan qui se rétrécit, comme l'océan Pacifique. Cela aboutit au paradoxe que l'âge moyen du fond de l'océan Pacifique n'est pas supérieur à celui de l'océan Atlantique ou Indien : il est voisin de 50 à 70 millions d'années.

Ce renouvellement des fonds océaniques, « sea floor spreading » pour les Anglo-Saxons, est ainsi la caractéristique principale qui permet d'expliquer la structure et les mouvements de l'écorce de notre planète. La « tectonique des plaques » est fondée sur cette constatation fondamentale des possibilités de glissement de la lithosphère indéformable sur l'asthénosphère.

Il n'y a pas nécessairement couplage entre les mouvements de l'asthénosphère et ceux de la lithosphère. A la limite, on peut très bien envisager que le mouvement soit tel que la lithosphère aille dans un sens contraire à celui de l'asthénosphère; il suffit pour cela que la lithosphère se meuve d'elle-même, par exemple entraînée par son propre poids, puisqu'elle est plus lourde que l'asthénosphère sous-jacente. L'enveloppe lithosphérique n'est pas d'un seul tenant. C'est une mosaïque de *plaques* lithosphériques en mouvement les unes par rapport aux autres. Une plaque peut donc être limitée par trois types de frontières. S'il y a écartement, l'asthénosphère remonte, amorçant le processus d'accrétion de nouvelle lithosphère : il s'agit d'une frontière d'accrétion. S'il y a rapprochement et donc perte de surface, une des plaques est chevauchée le long d'une zone de subduction et s'enfonce dans le manteau, où elle perd son identité physique. Enfin, s'il n'y a ni création, ni destruction de surface, les deux plaques coulissent l'une contre l'autre le long d'une faille de cisaillement appelée faille transformante.

Dans un tel système, on ne peut considérer les frontières de plaques comme fixes par rapport à l'asthénosphère, ou à plus forte raison comme formant un système indéformable. Ainsi, la plaque africaine, qui, au début du Mésozoïque, ne comprenait que le continent africain actuel, s'est progressivement agrandie par accrétion de lithosphère océanique sur tout son périmètre, la portion nord exceptée. Cela veut dire que le périmètre formé par la frontière d'accrétion n'a cessé de croître, et donc que la dorsale dans l'océan Indien s'est écartée progressivement de la dorsale dans l'océan Atlantique.

Le problème est ainsi défini comme la cinématique d'un petit nombre de plaques se déplaçant l'une par rapport à l'autre sur une sphère. C'est un problème relativement aisé à résoudre et dont la solution fut proposée pour la première fois par Jason Morgan, en 1967. Sur une sphère, le déplacement d'une portion de calotte sphérique indéformable ne peut être qu'une *rotation,* comme on peut le vérifier aisément sur un globe. La rotation se fait par rapport à un *axe* de rotation qui est un diamètre de la sphère. Le point où cet axe de rotation perce la sphère est appelé pôle de rotation eulérien. La plaque pivote sur elle-même autour de ce point. La plaque étant indéformable, la vitesse angulaire de rotation par rapport à l'axe est la même en tout point de la plaque. La vitesse linéaire croît avec la distance au pôle eulérien de rotation, comme le sinus de cette distance exprimée en degrés, pour atteindre un maximum à l'équateur eulérien de rotation. La vitesse redécroît ensuite jusqu'à l'autre pôle eulérien de rotation, à l'antipode du premier, où elle est nulle à nouveau. Par ailleurs, la trajectoire d'un point quelconque de la plaque est un petit cercle ayant pour axe l'axe eulérien de rotation. Ainsi, supposons que cet axe de rotation soit l'axe géographique N.-S.; les trajectoires sont alors les parallèles, et la vitesse linéaire est maximale à l'équateur. En général, bien sûr, l'axe de rotation d'une plaque par rapport à une autre n'est pas l'axe de rotation de la Terre.


U.S.I.S.

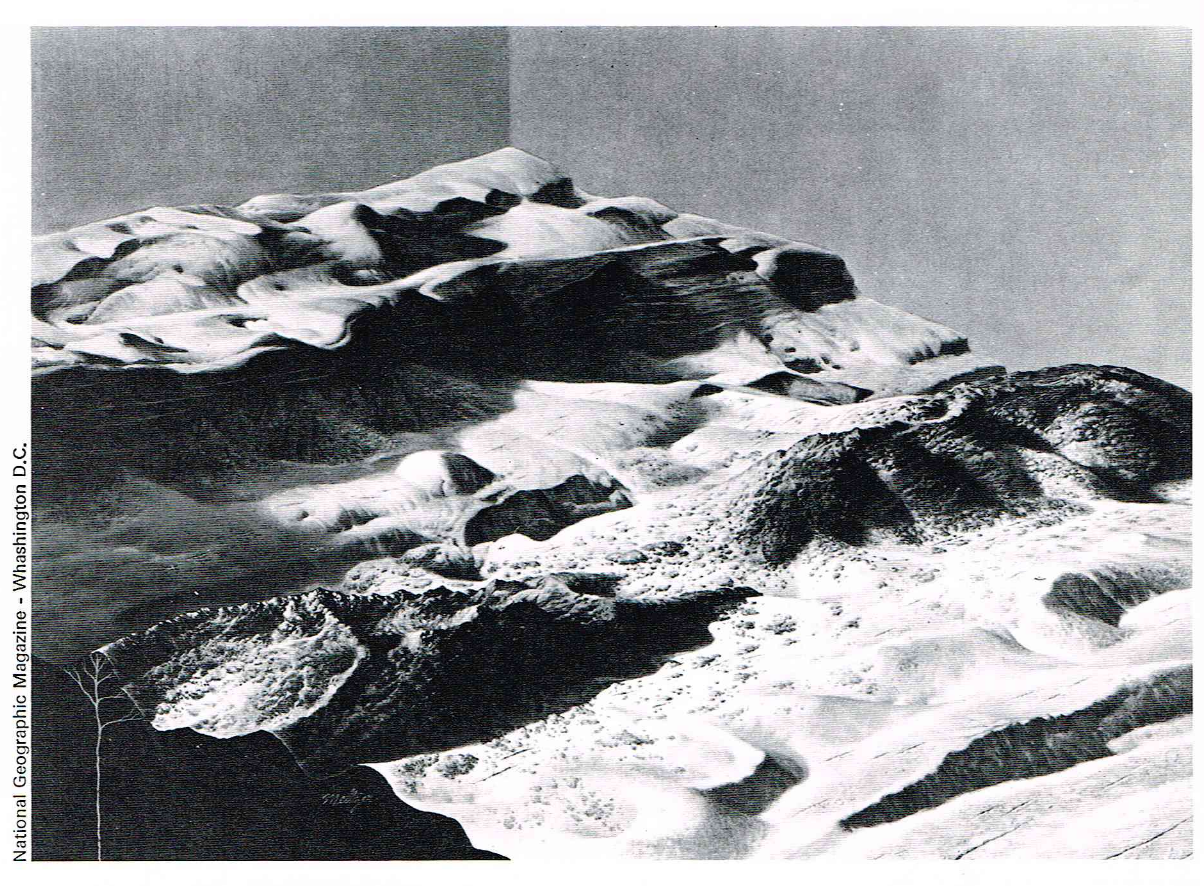
▲ ***Photographie des monts de la péninsule du Sinaï prise depuis Apollo 7 : à gauche de la péninsule, le golfe de Suez ; à droite, le golfe d'Akaba ; au premier plan, la mer Rouge qui, il y a 20 millions d'années, fut ouverte par le détachement de l'Arabie et de l'Afrique.***

Cette règle géométrique simple permet de définir entièrement le mouvement d'une plaque par rapport à la plaque adjacente, connaissant l'axe (ou le pôle) eulérien de rotation et la vitesse angulaire. Si l'on prend par exemple une frontière d'accrétion entre deux plaques, la plaque africaine et la plaque américaine, et si les plaques sont indéformables, le taux d'accrétion ou d'expansion doit varier suivant la loi sinusoïdale définie plus haut par rapport au pôle eulérien. Par ailleurs, la direction d'expansion, en tout point de la frontière d'accrétion, matérialisée par une faille transformante, est la tangente à un petit cercle centré sur l'axe eulérien. En conséquence, les grands cercles orthogonaux à cette direction d'expansion doivent se recouper en un point qui est le pôle eulérien de rotation. Morgan vérifia cette loi dans le cas de l'expansion qui se produit à la frontière d'accrétion entre les plaques africaine et américaine, prouvant ainsi que cette accrétion se faisait bien entre plaques indéformables.

Depuis, cette loi a été vérifiée sur l'ensemble des dorsales actives. Dès 1968, elle permit à Xavier Le Pichon d'obtenir une image cinématique globale des vitesses de déplacement relatif entre plaques. En effet, connaissant les déplacements le long des frontières d'accrétion, on peut, en faisant un certain nombre d'hypothèses simplificatrices, en déduire de proche en proche le déplacement le long des zones de subduction. Il s'agit de déplacements relatifs, c'est-à-dire des déplacements entre plaques adjacentes.

On peut noter que l'océan Atlantique a été créé par la séparation de trois plaques principales. Il y a d'une part écartement entre la plaque africaine et la plaque américaine, d'autre part écartement entre la plaque américaine et la plaque eurasienne. Les écartements, depuis deux cents millions d'années, ont été tels qu'ils ont engendré une fermeture progressive de la Téthys, située antérieurement entre la plaque africaine et la plaque eurasienne. De même, l'océan Indien a été créé par l'écartement entre trois plaques principales : d'une part, la plaque indienne par rapport à la plaque antarctique, et d'autre part, la plaque africaine par rapport à la même plaque antarctique. La Théthys a disparu dans la région située au nord de l'Arabie et de l'Inde. Il y a seulement 20 millions d'années, l'Arabie s'est détachée de l'Afrique,

▶ *Reproduction perspective du fond de la vallée centrale du Rift.*


National Geographic Magazine - Whashington D.C.

ouvrant la mer Rouge. Une plaque est en train de se détacher de l'Est africain, le long des Rifts.

L'océan Pacifique est couvert sur la plus grande partie de sa surface par la seule grande plaque qui soit entièrement océanique : la plaque Pacifique. Cette plaque s'enfonce dans l'asthénosphère à des taux de l'ordre de 8 à 10 cm/an le long de sa bordure occidentale, en un système très complexe de zones de subduction et de bassins marginaux. Elle se renouvelle par accrétion le long de sa frontière avec la plaque antarctique et avec deux plaques subsidiaires, les plaques Nazca et Cocos, qui, toutes deux, s'enfoncent le long de zones de subduction au pied du continent américain.

Jeunesse des fonds océaniques

En raison de leur renouvellement, les fonds océaniques sont, on l'a vu, beaucoup plus jeunes que les continents. Les échantillons géologiques les plus anciens prélevés sur ces fonds sont âgés de 160 millions d'années, alors que la planète a plus de 4 milliards d'années. Un océan disparu a laissé une partie de ses fonds dans les blocs continentaux actuels sous forme de chaînes de montagnes, alors que l'autre partie a été réabsorbée dans le manteau en fusion. De la connaissance très récente des fonds marins, de la découverte du « cycle de vie » des océans, nous retirons les éléments qui nous permettent progressivement de comprendre notre planète.

Si l'on a fait d'immenses progrès dans la conception d'ensemble de la dynamique de la Terre, dans la synthèse générale, il reste encore de très nombreuses inconnues, en particulier tout ce qui touche à la constitution interne de la plaque. Car il est impossible à l'observateur d'obtenir des informations sur la partie interne de la plaque en restant à sa surface. Cela est d'autant plus vrai, en ce qui concerne la Terre, que les plaques ont une épaisseur moyenne de 75 km et qu'il est donc tout à fait impossible d'espérer y faire pénétrer un trépan de forage à une profondeur suffisante.

Il existe toutefois une possibilité : étudier les Rifts. Le long des Rifts, en effet, l'observateur peut assister à la formation de la plaque, encore très mince à cet endroit et qui laisse apercevoir la couche « fluide » sous-jacente.

Entre 1967 et 1973, l'essentiel des efforts avait été consacré à la datation de la croûte océanique, à la surface de la plaque. Mais on ne savait toujours pas ce que l'on datait, quelle était la nature de cette croûte océanique et comment elle se formait. On en savait encore moins sur la constitution de la partie profonde de la plaque et sur la couche « fluide ». Pour progresser, il fallait étudier le Rift, qui est une véritable *fenêtre* ouverte sur les couches profondes, mais à 3 000 m sous la surface de l'Océan.

Pour démêler l'écheveau complexe des phénomènes qui s'y produisent sur une largeur totale qui ne dépasse pas quelques kilomètres, il fallait disposer d'une nouvelle technologie permettant d'obtenir une précision à l'échelle du mètre ou de la dizaine de mètres — et non plus du kilomètre comme c'était le cas jusqu'alors. Tel a été le but de l'opération FAMOUS : obtenir les données nécessaires à la compréhension d'une portion de Rift, au moyen d'une étude détaillée utilisant une technologie avancée faisant intervenir des submersibles ainsi que des navires de surface et des appareils remorqués au-dessus du fond. Il s'agissait d'éliminer l'effet d'écran de l'Océan et de permettre l'emploi de méthodes d'observation géologique telles qu'elles sont utilisées de manière classique sur le continent.

Opération FAMOUS

Cette opération a ouvert une nouvelle ère de l'exploration des océans. Jusqu'alors, les océanologues observaient les fonds à travers un écran d'eau déformant qui empêchait de détailler et de comprendre des phénomènes à une échelle inférieure à celle du kilomètre. Pour aborder une vérification géologique de la théorie du renouvellement des fonds océaniques, il fallait étudier les « détails » du fond de l'océan avec une précision de l'ordre de la dizaine de mètres. A cette fin, des chercheurs américains et des chercheurs français mirent au point une opération scientifique internationale d'étude d'une partie représentative du Rift médio-océanique, dans laquelle il serait possible, avec la technologie appropriée, de chercher à déterminer les processus conduisant à la formation de lithosphère nouvelle à partir de l'asthénosphère. Français et Américains unirent leurs efforts pour la réalisation de l'opération FAMOUS (French American Mid-Oceanic Undersea Survey).

L'opération fut conçue au cours de l'été 1971. Elle s'est inscrite naturellement dans l'Accord de coopération océanologique franco-américain, animé du côté améri-



Claude Rives - Marina - Cedri

◀ *Le bathyscaphe* **Archimède** ***et son navire d'appui, le*** **Marcel Le Bihan,** ***de la Marine nationale.***

cain par la National Oceanic and Atmospheric Administration (N. O. A. A.) et du côté français par le Centre national pour l'exploitation des océans (CNEXO).

Le projet fut établi, dans ses grandes lignes, en décembre 1971, au cours d'une réunion à la Woods Hole Oceanographic Institution, aux États-Unis. L'objectif fut clairement défini : utiliser des submersibles français et américains pour observer, photographier, prélever des échantillons et effectuer diverses mesures, dans le fond de la vallée centrale de la dorsale médio-atlantique, ainsi que dans une ou deux failles transformantes perpendiculaires à l'axe de cette vallée. Le programme fut établi par les scientifiques américains et français afin d'identifier les phénomènes qui se passent à la frontière d'une plaque en voie de formation, les modalités de mise en place de nouvelle croûte océanique, et les formes des mouvements tectoniques affectant le bord d'une plaque.

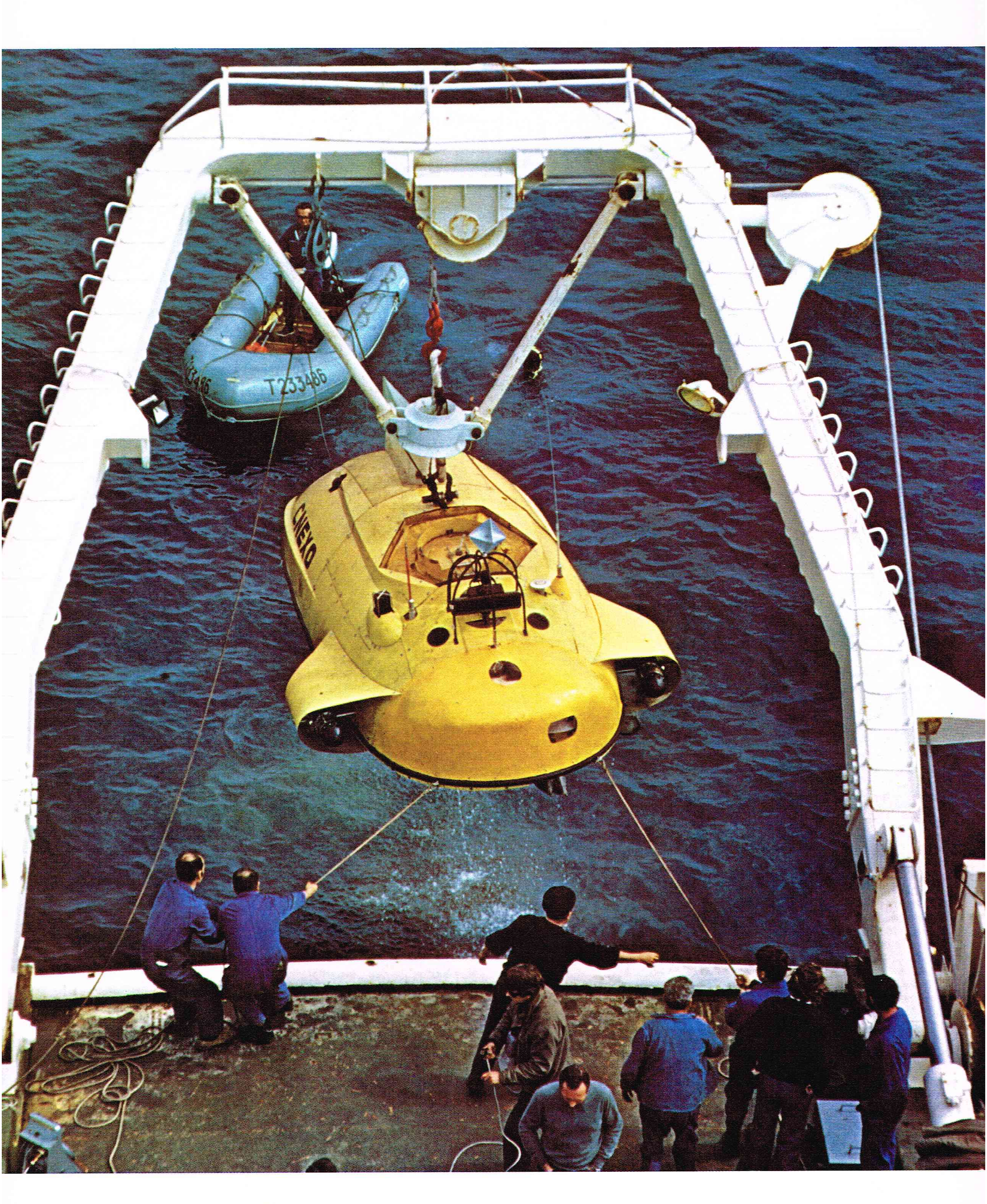
Une portion longue de 40 km fut choisie sur le Rift médio-atlantique, délimitée par deux failles transformantes, à 700 km au sud-ouest des Açores. Ce choix fut motivé par la représentativité de la morphologie d'après les renseignements obtenus depuis la surface, par la bonne définition des alignements magnétiques, et enfin par des considérations logistiques telles que la proximité des ports des Açores comme bases et les bonnes conditions météorologiques, en été, dans la zone considérée.

Les questions que l'on voulait résoudre en étudiant en détail une zone frontière de plaques, où se produisent des phénomènes d'accrétion, étaient celles de la formation de la partie superficielle de la croûte océanique à partir des montées de matériau asthénosphérique. La connaissance de la nature et de la genèse des processus de cette formation nécessitait des observations géologiques à l'échelle du mètre ou de la dizaine de mètres, et non plus les mesures indirectes, effectuées depuis la surface. Il fallait avoir recours à des engins télémanipulés, des engins autonomes, ou des submersibles habités, navigant sur le fond grâce à un système très précis de positionnement. Les moyens pouvant être employés étaient, du côté américain : le sous-marin *Alvin* avec son navire de support *Lulu,* le navire océanographique *Knorr* de la Woods Hole Oceanographic Institution ; du côté français : le bathyscaphe *Archimède* et son navire d'appui *Marcel Le Bihan,* de la Marine nationale, l'engin submersible *Cyana* et le navire océanographique *Le Noroit* du CNEXO. L'équipe scientifique française était composée de géophysiciens, de géologues, de vulcanologues et de pétrographes du Centre national de la recherche scientifique (C. N. R. S.) et du CNEXO.

La réalisation d'une carte géologique — par 3 000 m de fond au milieu de l'Atlantique et avec une précision de quelques mètres — nécessitait dans un premier temps la mise au point d'une technologie nouvelle qui permît d'obtenir une précision comparable à celle de la géologie continentale. Pour effectuer un levé précis, il fallait une navigation précise. Un nouveau type de navigation a donc été testé dans la zone FAMOUS qui repose sur des balises émettrices posées sur le fond et positionnées entre elles par triangulation et interrogation de satellites. Comme la morphologie de cette zone très accidentée ne pouvait être définie avec les sondeurs ultrasonores classiques, on utilisa des sondeurs à pinceau étroit et des « poissons » remorqués au-dessus du fond, dont une couverture photographique fut également effectuée. En 1972 et 1973, de nombreux bâtiments océanologiques tournèrent des jours durant au-dessus de cette petite zone et dressèrent des cartes très détaillées des fonds. Le cadre étant ainsi déterminé, on pouvait faire intervenir les submersibles pour l'observation directe et les prélèvements précis.

Au cours de l'été 1973, le bathyscaphe *Archimède,* armé par la Marine nationale, effectua sept plongées sur une zone où le Rift présente une largeur de 30 km. La vallée, d'une profondeur maximale de 2 800 m, est formée d'une série de larges marches basculées vers l'extérieur et séparées par des pentes abruptes dirigées vers son axe. La zone axiale est marquée par un plancher de 3 km de large, dont la topographie est accidentée par un haut central et deux hauts marginaux surplombant des fossés encaissés. Le mur bordant le plancher interne du côté occidental est plus élevé, localement plus raide et mieux défini sur une longue distance que le mur oriental.

On s'aperçut, dès les premières plongées, que l'utilisation de submersibles, loin de faire double emploi avec les observations de surface, en était absolument complémentaire. En effet, malgré les progrès importants réalisés dans la télémanipulation d'engins à partir de la surface, on ne sait pas encore prélever ponctuellement des roches dans un environnement bien connu, surtout


T233486

lorsque la topographie en est très accidentée; on ne sait même pas observer et cartographier avec précision les pentes supérieures à 45° caractéristiques du fond du Rift. En ce sens, le submersible est devenu une excellente plate-forme non seulement d'observation mais aussi de mesure et d'échantillonnage. En plus d'un système de navigation très précis, il est équipé d'un sonar panoramique, qui lui permet de « voir » les reliefs dans un rayon de 1 500 m. Pour la vision rapprochée, il possède des caméras de télévision avec magnétoscope et des appareils de photographie donnant une vision stéréographique. Il peut donc aussi bien examiner en détail une paroi de faille ou de coulée verticale que prélever des échantillons de roches ou de sédiments dans un environnement structural bien déterminé.

Les sept plongées de l'*Archimède* ont permis d'étudier un relief (4 km de long, 1 km de large) culminant à 250 m au-dessus du plancher du Rift en son centre : il s'agit du mont de Vénus, un volcan probablement construit à l'aplomb de fissures disposées en échelons et d'âge plus récent que le plancher du Rift (les datations, bien qu'elles soient difficiles du fait de la « jeunesse » des basaltes — quelques dizaines de milliers d'années — ont été effectuées par deux méthodes différentes). La lave s'est écoulée de façon tranquille de part et d'autre de ce volcan central, formant une accumulation de *pillow lavas* qui ne porte pas de traces évidentes d'une manifestation tectonique quelconque. La mise en place de la croûte océanique se fait donc, pour l'essentiel, sur le plancher interne, dans une zone de 500 à 3 500 m de large bordée par les escarpements qui forment la base des murs du Rift. Il semble que, au moins à la surface de la croûte, la zone d'injection de magma soit encore plus étroite et limitée à des volcans peu élevés, bâtis sur des fissures en échelons. Ce mode d'écoulement et l'absence de tectonique dans la vallée du Rift confirment que la lave n'est pas injectée de force en écartant les plaques de part et d'autre, mais que c'est bien le mouvement de divergence des plaques qui permet les épanchements de magma.

Les résultats des sept plongées effectuées par le bathyscaphe *Archimède* au cours de l'été 1973 ont montré que le submersible apportait aux scientifiques, dans un contexte géologique et tectonique aussi complexe que celui d'une dorsale médio-océanique, des informations qu'aucun autre moyen ne pouvait fournir.

La phase principale de l'opération FAMOUS eut lieu au cours de l'été 1974. Il y eut alors, sur la zone choisie, soit en même temps, soit avec un décalage de quelques jours, trois groupes engin-navires de soutien : — le groupe français *Archimède-Marcel Le Bihan;* le groupe français *Cyana-Le Noroit;* — le groupe américain *Alvin-Lulu-Knorr*.

En dépit de conditions météorologiques qui ne furent pas toujours favorables et de difficultés techniques qui furent résolues à la mer, surtout au début de l'opération, le bilan des plongées a été proche de l'optimum prévu :

— *Cyana* a effectué 15 plongées, pour la plupart dans la faille transformante perpendiculaire à l'axe du Rift au nord de la zone;

— *Archimède* a effectué 12 plongées, pour la plupart dans le fond du Rift lui-même;

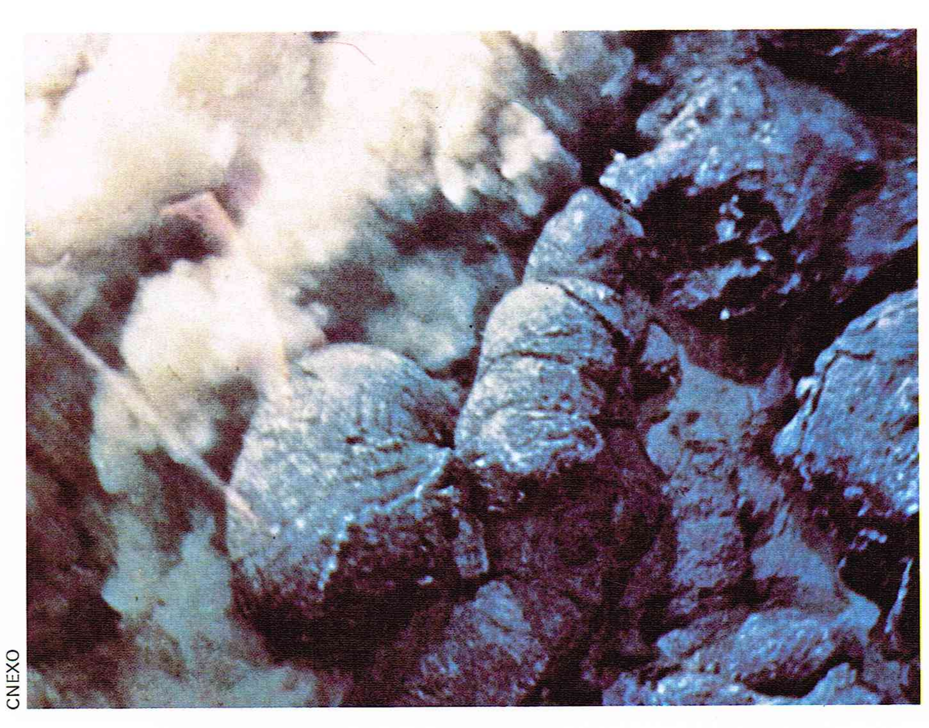
— *Alvin* a effectué 19 plongées, sur les parois du Rift, sur une faille transformante située au sud de la zone, et sur le fond du Rift.

Au cours de ces plongées, *Cyana* a parcouru un total de 28 km sur le fond, effectué 40 prélèvements de roches et pris plus de 3 000 photographies. L'*Archimède* a parcouru 25 km sur le fond, prélevé 780 kg d'échantillons de roches, pris 7 000 photographies.

L'opération a été caractérisée par l'excellence de la navigation sur le fond, obtenue grâce à un système de navigation par satellite et à un ensemble de positionnement acoustique avec transpondeur posé sur le fond, qui a permis aux submersibles de s'y localiser, en relatif avec une précision de l'ordre de la dizaine de mètres, et dans l'absolu sur la carte marine avec une précision de l'ordre de 200 m.

Les submersibles ont permis, dans l'axe du Rift, d'observer des empilements épais de « pillow lavas », ou coussins de lave, aux parois escarpées. Ils ont permis de localiser des fissures identifiant la limite précise entre les deux plaques qui s'écartent.

Besacier - CNEXO



CNEXO

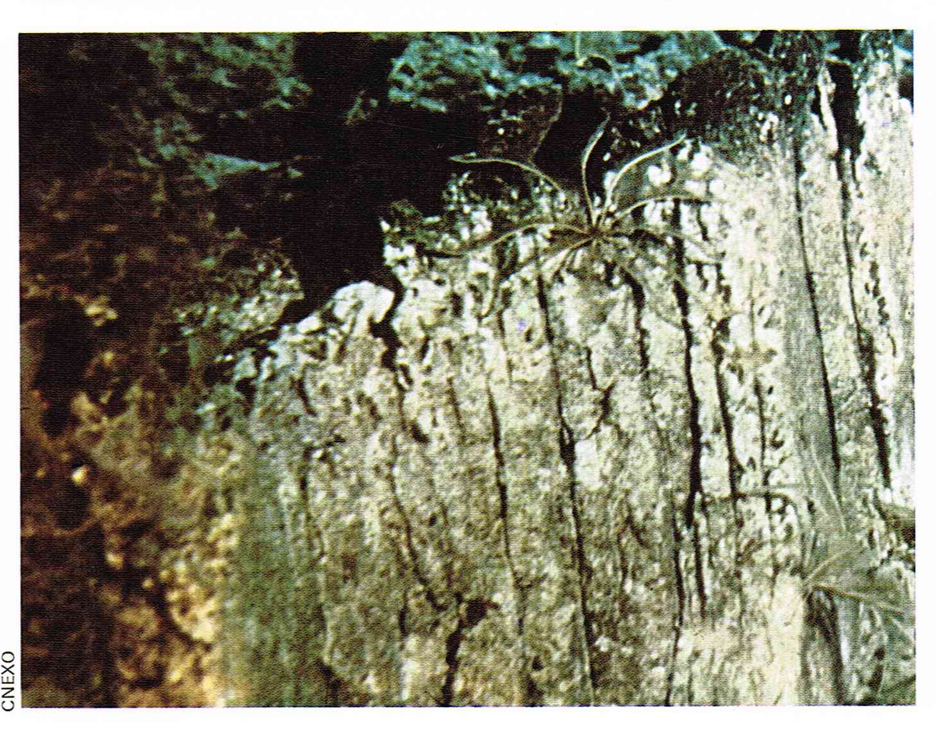
On a pu préciser dans le Rift que, sur une courte distance latérale, le volcanisme diminuait ou disparaissait, et que les phénomènes de tension commençaient à créer des fentes et des fissures, montrant rapidement des signes de soulèvement et de subsidence sous la forme de décrochements qui deviennent de plus en plus importants à mesure que l'on s'éloigne de l'axe du Rift. Des failles verticales apparaissent, puis, sur les « murs » latéraux de la vallée centrale du Rift, le soulèvement atteint des dimensions impressionnantes, des paliers de 300 m ou plus de rejets verticaux, mettant à nu la partie interne de la croûte océanique, formée probablement il y a moins de 100 000 ans dans la fissure centrale du Rift, et à seulement 1,5 km de celle-ci. L'augmentation de l'âge des laves basaltiques avec la distance par rapport au centre volcanique axial du Rift est caractérisée en particulier par une altération progressive des couches superficielles.

Des observations importantes ont été faites au cours de l'exploration par *Cyana* d'une faille transformante, zone de coulissement entre les deux plaques, dans

▲ Relief du centre de la vallée du Rift montrant des coulées fraîches de* pillow lavas. *Cette photographie a été faite par 2 550 m de fond, lors d'une plongée de l'*Archimède, *dans le cadre de l'opération* FAMOUS. *Le nuage de sédiments (en haut, à gauche) a été provoqué par le contact du bathyscaphe avec le fond.

***◄ Page ci-contre, manœuvres de récupération du* Cyana.**

▼ Escarpement de faille associée à une faille transformante dont le rejet est de 1,50 m.



CNEXO

laquelle des pentes de 40 à 50° alternent avec des parties planes recouvertes de sédiments.

La première a été la localisation de la limite de plaque dans la partie profonde de la faille, actuellement active, large de 1 km. Le relief des plans de faille et la découverte de failles récentes dans les sédiments consolidés ont confirmé l'existence d'une activité volcanique. L'examen détaillé des plans de faille a montré que le sens du mouvement cisaillant de glissement était conforme à celui prévu par la théorie de la tectonique des plaques. La seconde a été celle de filons nourriciers de laves, les « dykes », se présentant comme des murs verticaux de 5 à 6 m de haut, larges de 1 m, longs de 10 m. La troisième a été celle de sources hydrothermales, dans la partie active de la faille transformante. D'épais dépôts d'oxydes de manganèse et de fer ont été identifiés autour des sources, sur le sédiment.

Les dépôts couvrent une surface d'environ 800 m², et leur épaisseur varie de 10 à 50 cm. Cette observation, et les prélèvements qui l'ont accompagnée, apportent la preuve formelle de la formation de concentrations minérales au fond de l'Océan, par circulation hydrothermale d'eaux dans un sous-sol très fissuré par les cisaillements qui s'exercent dans les zones frontières de plaques.

Les premiers résultats de l'opération FAMOUS ont souligné des faits importants, qui sont l'étroitesse de la zone de renouvellement de la croûte océanique, le volcanisme effusif tranquille de ce renouvellement, l'absence de mouvements tectoniques vigoureux au niveau des parois latérales du Rift. On s'interroge sur le phénomène physique qui règle l'épanchement de laves basaltiques dans celle vallée étroite, sous 3 000 m d'eau, puis sur la remontée de ces laves refroidies, sur une hauteur de près de 1 500 m. Depuis FAMOUS, certains chercheurs avancent l'hypothèse du « bouchon visqueux ». Le magma du manteau aurait tendance à remonter par les fissures du plancher du Rift, mais il serait contenu en profondeur par des forces latérales de frottement. Tout se passerait comme si le bouchon du fond du Rift était enfoncé dans un liquide, et maintenu par des bordures rigides. Ce bouchon peut, avec le temps, être fissuré, et ses bords externes, plus froids, découpés par les fissures, peuvent monter avec les parois du Rift sous l'action des forces tectoniques.

Une ère nouvelle de l'investigation

L'opération FAMOUS ouvre une période nouvelle. Après une première ère d'explorations océaniques ponctuelles et lentes ouverte par les campagnes du *Challenger* à la fin du XIXe siècle, une deuxième ère a été celle de l'exploration géophysique à larges mailles des fonds océaniques, commencée en 1947. Grâce à l'adaptation à la mer des méthodes d'investigation sismique de l'industrie pétrolière, cette ère a permis une compréhension globale de la structure des océans à l'échelle de la centaine de kilomètres. A partir de 1974, année décisive de l'opération FAMOUS, commence une troisième ère, celle de l'étude de zones clefs, à l'échelle du kilomètre. Les zones devront être étudiées simultanément sous l'aspect géologique, géochimique et géophysique. Cette ère nouvelle est permise par une mutation des techniques, qui repose avant tout sur une précision beaucoup plus grande du positionnement, sur l'emploi de submersibles, d'engins télémanipulés ou d'engins autonomes posés sur le fond.

A la cartographie détaillée du fond des océans, le forage profond apportera l'essentielle dimension verticale. A ce titre, le programme de forage dans les grands fonds, JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling), financé au départ par la National Science Foundation des États-Unis, ouvert depuis 1974 à la participation internationale sous la forme du programme IPOD (International Phase of Ocean Drilling), auquel la communauté scientifique française collabore depuis janvier 1976, présente un très grand intérêt. Ce programme a pour objet d'explorer la croûte océanique au moyen de forages et de prélèvements d'échantillons géologiques à 1 500 m sous le fond des océans, par 5 000 à 6 000 m d'eau. Un navire spécialisé, le *Glomar Challenger,* muni de dispositifs de positionnement dynamique et d'un équipement permettant la réentrée d'un trépan de forage dans un trou commencé, est affecté à l'exécution de ce programme.

L'opération FAMOUS, les programmes de forage par grands fonds, marquent une date dans l'histoire des progrès de la connaissance de la structure de l'écorce terrestre. Ils permettent en même temps de mettre au point et d'utiliser avec efficacité des méthodes et des procédés d'intervention sous-marins qui rapprochent le moment auquel il sera possible de mettre en valeur les ressources des grands fonds océaniques.

Ressources minérales des grands fonds

Les métaux économiquement intéressants, comme le fer, le cuivre, le nickel, l'or, l'argent, le zinc, le cobalt, etc., ne se trouvent qu'à l'état de traces infimes dans les roches de la croûte lithosphérique terrestre. Ces traces sont parfois transférées sous forme d'oxydes ou de sulfures dans des zones bien précises où leur concentration devient si importante qu'elles forment des gisements exploitables. Aucune explication d'ensemble des processus de transfert et de formation de gisement n'a été donnée jusqu'à présent.

La théorie de la tectonique des plaques a posé la question de la genèse des gisements métalliques d'une manière totalement nouvelle. Les plaques lithosphériques océaniques ont en effet une vie géologique courte. Elles naissent au long du Rift médio-océanique, s'en éloignent en vieillissant de cent cinquante à deux cents millions d'années au plus, et replongent au sein de la Terre dans les fosses océaniques. En s'enfonçant sous le bord des plaques continentales, dans les fosses, les roches et les sédiments de la plaque descendante peuvent être en quelque sorte rabotés et empilés sur la pente en une série de terrasses qui sont progressivement échauffées au fur et à mesure de l'enfoncement de la plaque vers l'asthénosphère et fondent partiellement. Des éléments métalliques peuvent être portés jusqu'à la surface de la plaque continentale par les processus volcaniques qui se produisent en arrière des zones d'enfoncement de plaques, comme dans les Andes ou au Japon.

On sait que de nombreux gisements de minerais se trouvent effectivement situés dans ces régions. Il semble qu'une « zonation » existe dans la distribution des minerais. Le fer se trouve généralement dans la zone la plus proche de la fosse océanique, puis viennent le cuivre et l'or, l'argent, le plomb et le zinc. Il s'agit peut-être d'une distillation progressive au fur et à mesure que la plaque s'enfonce plus profondément sous le continent.

Si la corrélation entre fosses océaniques, plaque plongeante et volcanisme associé est supposée plus que prouvée, il n'en est plus de même en ce qui concerne le rôle joué par le Rift, rôle direct et sans doute fonda-

▼ *Le* **Glomar Challenger,** *affecté à l'exécution du programme IPOD.*

U.S.I.S.

mental, à la frontière de formation de deux plaques, dans la distribution et la répartition des minerais à la surface.

Depuis 1948, des campagnes d'exploration britanniques, suédoises, allemandes et américaines ont mis en évidence des dépressions situées au fond de la vallée du Rift qu'est la mer Rouge, à plus de 2 000 m de profondeur. Les dépressions contiennent des eaux chaudes et sursalées d'une température moyenne de 50 °C et d'une salinité dix fois supérieure à la moyenne de celles des eaux océaniques. D'autres dépressions contenant de telles « saumures chaudes » furent découvertes par la suite dans l'Atlantique et le Pacifique. L'analyse de la composition chimique des ces saumures a montré qu'elles présentaient des concentrations exceptionnelles en métaux lourds : fer, manganèse, cuivre, argent, or, cobalt, chrome, nickel et plomb, sous forme de boues au fond des dépressions, boues noires alternant avec des boues bleues ou jaunes. En 1971, une campagne du navire américain *Chain* trouvait que le volume des saumures contenues dans une dépression de la mer Rouge, déjà mesuré quelques années auparavant, s'était accru de 23 % et que la température avait augmenté de près de 3 °C. Les chercheurs établirent que la dépression avait reçu des saumures portées à une température de 103 °C, au taux de 3 000 litres par seconde durant les cinquante-deux mois ayant séparé les mesures. Pour expliquer une température aussi élevée, il fallait admettre que l'eau, véhicule des métaux, avait circulé jusqu'à une profondeur d'environ deux kilomètres à l'intérieur de la croûte océanique.

Comme on savait que l'Afrique et l'Arabie s'écartent de deux centimètres par an de part et d'autre du Rift de la mer Rouge, par un processus entraînant la formation de nouvelle croûte océanique, il devenait naturel d'associer l'augmentation des saumures aux montées volcaniques dans le Rift. Cette observation était corroborée historiquement par l'exploitation en Égypte, depuis la plus haute antiquité, de mines de cuivre disposées dans des fissures parallèles à l'axe du Rift de la mer Rouge, ainsi que par la récente découverte en Arabie Saoudite de gisements de plomb et de zinc pareillement orientés.

En 1971 également, Vine étudiait l'île de Chypre et parvenait à la conclusion qu'une grande partie de cette île était formée de morceaux de croûte océanique incorporés au continent. Dans cette partie de l'île, constituée essentiellement de laves basaltiques, se trouvent les célèbres mines de cuivre exploitées depuis trois mille ans et qui ont donné son nom à l'île (cuivre vient du latin *Cuprium*, bronze de Chypre, venant lui-même du grec *Cupros*).

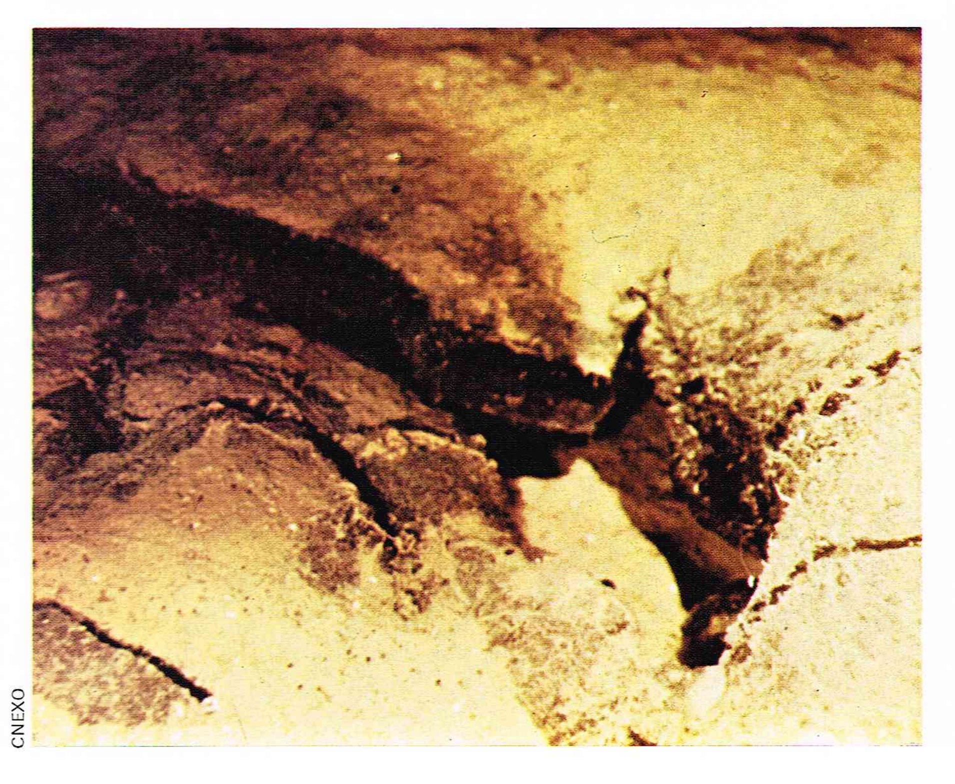
Les forages effectués dans l'océan profond par le navire américain *Glomar Challenger*, depuis 1968, multipliaient d'ailleurs les indices de minéralisations dans la roche basaltique elle-même, sous forme de veines de cuivre, et dans la couche de sédiment au contact du basalte, sous forme principalement de fer et de manganèse. D'autres navires avaient dragué d'énormes encroûtements de manganèse et de fer dans la vallée du Rift au milieu de l'Atlantique. Chacun s'accordait à attribuer la formation de ces dépôts à des circulations d'eau très chaude provenant de grandes profondeurs dans une région volcanique, lessivant roches et sédiments sur son parcours. Une partie des métaux en solution se déposerait au creux des fissures dans la roche volcanique elle-même, formant des veines et des filons. Une autre partie serait précipitée au contact de l'eau de mer en arrivant au niveau du fond, près de la bouche hydrothermale. La question qui restait posée était celle de l'origine de l'eau elle-même et des minéraux en solution. S'agit-il d'eau de mer infiltrée à travers des fissures le long de failles, réchauffée en profondeur, puis remontant à la surface? Existe-t-il, au contraire, de l'eau, dite « juvénile », provenant des exhalaisons volcaniques? Les analyses faites sur les saumures chaudes de la mer Rouge prouvèrent qu'il s'agissait bien d'eau de mer infiltrée, puis remontée en surface.

L'influence volcanique sur cette circulation hydrothermale est évidente. Aussi, l'une des hypothèses de travail de l'opération FAMOUS était la reconnaissance et l'exploration d'une fissure ouverte et d'une accumulation de saumures chaudes dans le Rift médio-atlantique. Au cours des plongées du bathyscaphe *Archimède* pendant la phase 1973 de l'opération FAMOUS,

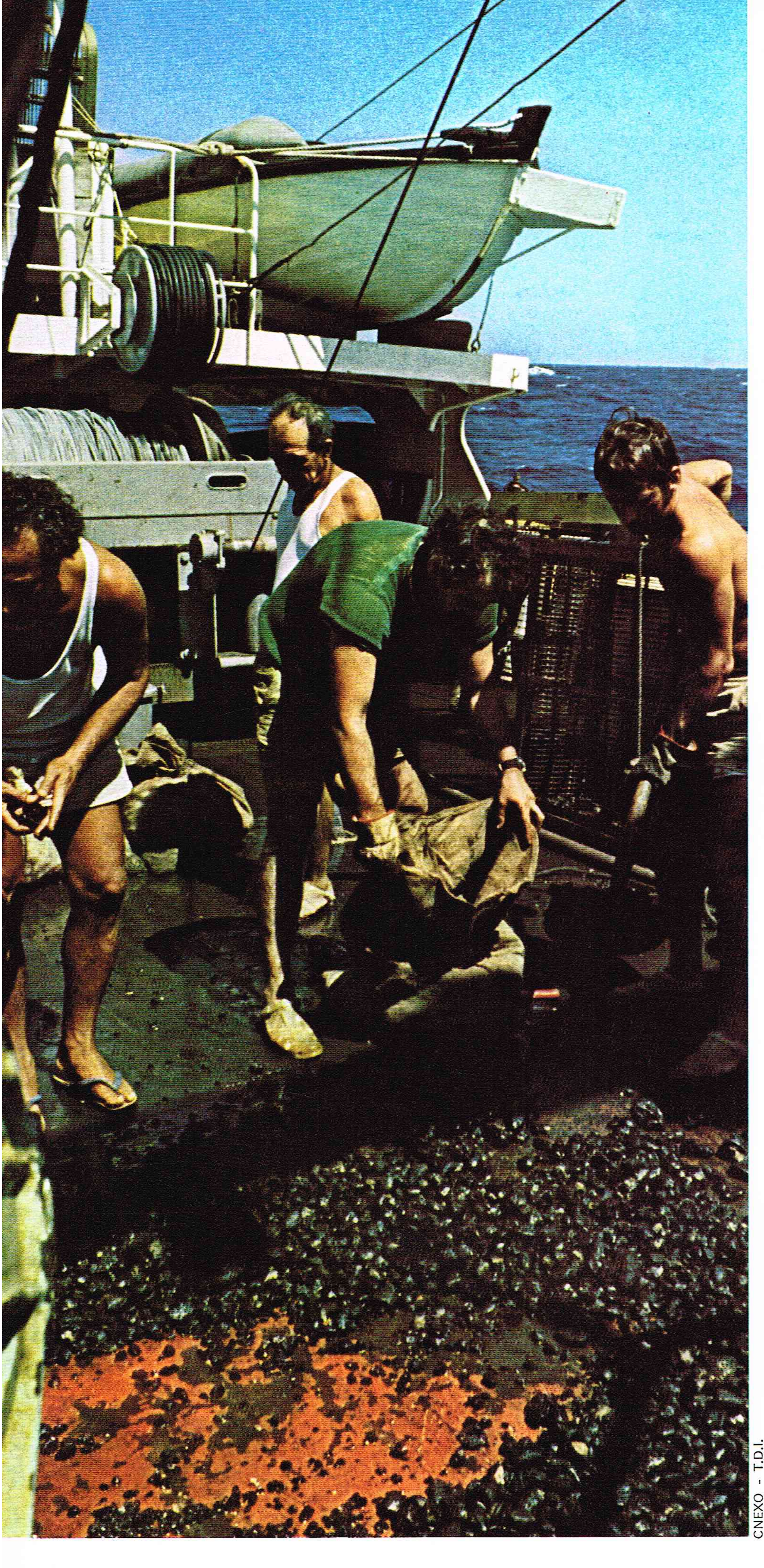


U.S.I.S.

▲ L'île de Chypre photographiée par le satellite Erts I. En étudiant cette île, Vine parvint, en 1971, à la conclusion qu'une grande partie de celle-ci était formée de morceaux de croûte océanique incorporés au continent.
▼ Photographie d'une fissure affectant le sédiment dans le plancher interne du Rift médio-atlantique ; l'écartement est approximativement de 50 cm.



CNEXO



CNEXO - T.D.I.

aucune découverte de ce genre n'avait été effectuée. Ce fut, comme on l'a vu précédemment, au cours de la phase 1974 que l'équipe scientifique embarquée à bord du submersible *Cyana* observa des dépôts hydrothermaux dans une faille de transformation : zone active du système volcanique de la dorsale médio-atlantique, probablement fissurée de fractures verticales créant, dans les roches magmatiques montant de l'asthénosphère, un réseau d'infiltration pour les eaux de mer qui, par percolation, s'échauffent et se chargent d'éléments minéraux.

L'étude des « saumures chaudes » de la mer Rouge et la découverte de sources hydrothermales émissives de minerais au cours de l'opération FAMOUS apportent des éléments déterminants pour la connaissance du processus de formation des gisements métallifères. Elles permettent aussi de faire progresser les méthodes de prospection des gisements profonds de matières premières. Si l'exploitation de ces gisements océaniques profonds paraît à court terme peu probable en raison de la difficulté de mise en œuvre et du coût des techniques appropriées, leur étude apporte par contre dès maintenant à l'économie minière la possibilité d'établir une véritable « gîtologie » prévisionnelle des gisements, dont les effets sur la prospection peuvent être rapidement considérables.

Dépôts profonds de nodules polymétalliques

Les plus riches gisements minéraux de la planète semblent bien recouvrir les sédiments des plaines abyssales. Les nodules polymétalliques, décrits précédemment dans la partie consacrée aux sédiments des grands fonds, ont été considérés longtemps comme des curiosités minéralogiques. Ces curiosités entrèrent en 1958 dans l'actualité économique. A cette date, l'université de Californie effectua une étude des possibilités de ramassage des nodules sur les fonds, et des procédés de séparation des différents métaux les constituant. L'intérêt des compagnies minières s'éveilla alors et entraîna à partir de 1965 la prospection systématique de zones étendues de l'océan Pacifique. Depuis cette date, l'effort de reconnaissance s'est intensifié. Il est mené par un nombre de plus en plus important d'industriels de plusieurs pays. Américains, Soviétiques, Japonais, Canadiens, Allemands, Français effectuent des travaux portant à la fois sur les conditions de gisement des nodules et sur les technologies de ramassage. Bien que les campagnes de reconnaissance à la mer ne donnent lieu à aucune publication et que les données recueillies soient réservées aux organisateurs de ces campagnes, les grandes lignes de la répartition des gisements de nodules dans l'océan Pacifique sont connues. Les gisements sont situés dans deux vastes zones considérées comme exploitables, sans que l'on puisse cependant encore attacher une valeur économique particulière à ce terme. Car, pour être exploitables, il faut non seulement que les gisements de nodules présentent une bonne densité au mètre carré, mais encore que les nodules eux-mêmes contiennent des oxydes métalliques considérés comme justifiant l'effort d'exploitation. Or ces oxydes présents en forts pourcentages sont le manganèse (24 %) et le fer (de 10 à 14 %), qui ne sont pas demandés sur le marché mondial des matières premières. Par contre, la structure géopolitique du marché mondial des métaux non ferreux entraîne une demande appréciable des métaux justifiant une production océanique. Par exemple, les États-Unis importent chaque année 19 % du cuivre, 84 % du nickel, 92 % du cobalt qui leur sont nécessaires. Ces importations représentaient en 1973 une valeur de 600 millions de dollars. Si cette tendance se poursuit jusqu'à l'an 2000, les importations de métaux non ferreux atteindront une valeur d'environ 6 milliards de dollars par an, grevant très lourdement la balance américaine du commerce extérieur. Aussi considère-t-on qu'une exploitation rentable doit permettre que le traitement des oxydes métalliques contenus dans un million de tonnes de nodules prélevés par an sur les grands fonds produise, après réduction, de l'ordre de 3 000 tonnes de cobalt, 30 000 tonnes de nickel et de cuivre, 280 000 tonnes de manganèse.

L'une des zones possibles de prélèvement couvre largement le Pacifique Nord, de la Californie au Japon. L'autre est située dans le Pacifique Sud, entre la Polynésie française et la fosse des Tonga. Ces deux zones sont entourées par des étendues plus ou moins vastes, dans

lesquelles les nodules sont fréquents. Par contre, les régions de l'équateur et celles du Pacifique Sud-Est, entre la Polynésie et l'Amérique du Sud, ne présentent que de très rares concentrations de nodules sur le fond. Ces répartitions suggèrent que la formation des nodules polymétalliques et leur concentration en gisements sont très étroitement liées à la structure des fonds, à l'émission possible d'éléments métalliques par les fissures actives des dorsales médio-océaniques et au type de sédimentation qui prévaut localement.

Renouvellement des fonds océaniques et gisements profonds d'hydrocarbures

Enfin, dans le domaine océanique profond, un bassin contenant des hydrocarbures peut être associé à un mouvement actuel de subduction, entraîné par le renouvellement des fonds océaniques, lorsqu'une plaque océanique plonge sous une plaque lithosphérique continentale. La frontière de plaques sera en ce cas, ainsi qu'on l'a vu précédemment, caractérisée par la présence d'un fossé océanique profond à la limite de séparation. Il en est ainsi, par exemple, le long des marges occidentales de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud, au long desquelles les plaques lithosphériques océaniques du Pacifique plongent sous les plaques continentales.

La couverture sédimentaire de la plaque plongeante, contenant des résidus kérogéneux de matière organique, est intégrée en totalité ou en partie dans le flanc abrupt de la fosse frontière. Des épaisseurs considérables de sédiments peuvent être ainsi accumulées sous forme de terrasses étagées à toutes les profondeurs, et peuvent présenter, dans certaines conditions de température et de pression, des pièges où se concentrent les résidus kérogéneux.

En remontant la pente de la plaque descendante, on trouve généralement les arcs insulaires volcaniques, qui délimitent les bassins marginaux entre eux et le continent. Ces ensembles bassins marginaux-arcs insulaires sont, sous plusieurs aspects, favorables à la métamorphose du kérogène en hydrocarbures. Certains bassins de ce type, situés à des profondeurs peu importantes en raison de leur histoire géologique, sont productifs, tout au moins sur leurs bordures accessibles aux techniques actuelles. Ce sont les petits bassins « interarcs » de Sumatra, de Sunda, de Taïwan, d'Hokkaïdo. Des homologues émergés de ces bassins sont connus dans le domaine alpin, et sont producteurs d'hydrocarbures, comme le bassin nord-iranien, ou économiquement prometteurs, comme celui de Vienne. Bien qu'ennoyée par effondrement, la Méditerranée occidentale est un bassin de ce type.

Selon Hedberg et Rona, les bassins marginaux sont les régions du monde les plus prometteuses pour l'accumulation du pétrole, tout au moins ceux de ces bassins qui n'ont pas disparu au cours de l'évolution des fonds engloutis progressivement par l'asthénosphère.

Un autre type de bassin océanique pouvant contenir des hydrocarbures est lié au système d'écartement de deux plaques et d'ouverture d'un océan. Au début de cette ouverture, les masses continentales gênent la circulation des eaux. Le phénomène d'éloignement étant très lent, la teneur en oxygène du milieu marin est réduite en raison directe de la mauvaise circulation des eaux. En même temps s'effectue une concentration de la salinité dans les couches d'eau inférieures, par suite de la plongée des eaux de surface rendues plus denses par l'évaporation. Les conditions de kérogénisation de la matière organique sont donc remplies. Si l'évaporation peut excéder le renouvellement des eaux, ce qui est le cas des lagunes et des mers fermées, des couches épaisses d'évaporites et de sel se disposent sur le fond en même temps que la matière organique. Au fur et à mesure du renouvellement des fonds océaniques et de l'ouverture d'un océan, l'éloignement des masses continentales devient tel que les zones bordières, c'est-à-dire les marges continentales, s'enfoncent. Les couches de sel et de matière organique sont enfouies progressivement, au contact de ces marges, sous des sédiments d'origine continentale dont l'épaisseur augmente la pression géostatique et la température, conditions favorables à la transformation du kérogène en hydrocarbures. Sous l'action de la poussée latérale de la croûte océanique, les couches de sel, dont la plasticité est supérieure à celle des dépôts de sédiments d'origine continentale, se déforment de façon importante. La déformation de ces couches de sel prend l'aspect de dômes, qui percent parfois les couches sédimentaires sus-jacentes et forment des diapirs. Ces structures observées le long des marges continentales, dômes de sel et diapirs, peuvent constituer autant de pièges à hydrocarbures, dans lesquels peut s'effectuer la transformation de la matière organique.

Les dômes de sel ont été étudiés sur les marges orientales et occidentales de l'Atlantique Nord et de l'Atlantique Sud, ainsi qu'en Méditerranée occidentale. Certains ont fait l'objet de prélèvements effectués depuis le navire *Glomar Challenger* dans l'exécution du programme JOIDES. Les travaux de ce navire ont compris des prélèvements d'échantillons sur des dômes de sel à plus de 3 000 m de profondeur. Ils montrent qu'au stade initial de la formation des océans, l'Atlantique était une mer à circulation restreinte dans laquelle les conditions de transformation de la matière organique et de dépôt d'épaisses couches d'évaporites étaient réunies. Le renouvellement des fonds océaniques à partir des dorsales a transformé lentement cette mer fermée en un océan. Les continents américain, européen et africain ont fourni les sédiments terrigènes sous lesquels sont enfouis aujourd'hui sel et matière organique, peut-être transformés en hydrocarbures, le long des marges continentales. Les marges continentales seront sans doute les premières à être explorées.

En second lieu, l'intérêt pourra se porter sur les bassins marginaux « interarcs », notamment ceux du pourtour de l'océan Pacifique : bassins indonésien, philippin, mer du Japon, mer d'Okhotsk et mer de Béring. La Méditerranée occidentale entre dans cette catégorie.

Enfin, à terme, il sera intéressant d'entreprendre l'exploration des bassins « en terrasses », situés sur la pente d'une fosse océanique.

Les eaux des océans et leurs mouvements

Les eaux de l'océan mondial, emplissant les dépressions de l'écorce terrestre constituant le cadre géomorphologique des fonds marins décrit précédemment, ont un volume approximatif de l'ordre de 1 milliard 400 millions de km^3.

L'océan mondial peut être géographiquement subdivisé en trois grandes parties : océan Pacifique, océan Atlantique et océan Indien, entités nettement individualisées, sauf pour leurs parties situées dans l'hémisphère Sud, au-dessus de la latitude 45° Sud. Leurs parties méridionales entourent le continent antarctique d'une ceinture continue d'eaux très froides, l'océan Austral, d'une superficie de 32 millions de km^2.

Composition

Les eaux constituant l'océan mondial comportent, souvent à l'état de traces, pratiquement tous les corps compris dans la classification de Mendeleïev. La teneur globale en sels est, en moyenne, de l'ordre de 35 grammes par litre. Cette salinité est le caractère fondamental de l'eau de mer, opposant cette eau à celles des rivières et des lacs qui se déversent dans l'Océan. La salinité tend à augmenter dans les eaux de surface, là où les processus d'évaporation l'emportent sur les précipitations, et principalement dans les mers fermées : 38 g en Méditerranée occidentale, 39 g en Méditerranée orientale, 40 à 41 g en mer Rouge et dans le golfe Persique. Elle est, au contraire, plus faible dans les mers polaires en période de fonte des glaces (30 à 33 g), dans les mers intérieures qui reçoivent d'importants apports fluviaux, comme la mer Baltique et la mer Noire, et dans les estuaires. En haute mer, la zone située de part et d'autre de l'équateur thermique, qui est placé un peu au nord de l'équateur géographique, est caractérisée par des précipitations atmosphériques importantes et, par conséquent, par une légère diminution de la teneur moyenne en sels des eaux de surface.

La règle de la constance de composition chimique n'est valable que pour les océans et les mers communiquant avec eux. Dans les nappes privées de liaisons avec l'océan mondial, la composition chimique est très différente. La mer Morte, à la différence des océans, contient

◀ ***Page ci-contre, la mise en sacs des nodules polymétalliques est encore une opération manuelle.***



Claude Rives - Marina - Cedri

▲ *La teneur globale en sels des eaux constituant l'océan mondial est en moyenne de l'ordre de 35 g/l. Ici, les marais salants de la presqu'île de Guérande en Loire-Atlantique.*

ainsi beaucoup plus de chlorure de magnésium que de chlorure de sodium. La mer Caspienne renferme deux à trois fois plus de carbonate de chaux que les océans, alors que sa salinité est plus faible.

Parmi les sels contenus dans les eaux des océans, certains sont présents en proportions relativement constantes, quelle que soit la teneur globale de ces sels. On les appelle **constituants conservatifs,** ou encore **constituants primaires.** Les plus importants quantitativement sont ceux qui entrent dans la composition du sel de mer : chlore, à raison de 18,98 g/l, sodium, à raison de 10,56 g/l. On trouve ensuite, par ordre de poids décroissant par litre : le magnésium, le soufre sous forme principalement de sulfates, le calcium, le potassium, le brome, le carbone minéral sous forme de gaz carbonique, de carbonates et de bicarbonates, ainsi que le strontium, le bore, etc.

La constance de rapport des différents ions métalliques pris séparément, par rapport au chlorure qui est l'ion le plus répandu dans les eaux des océans, permet de définir la salinité — c'est-à-dire la teneur globale d'une eau de mer en constituants primaires — grâce au dosage du chlore des chlorures.

Les gaz contenus dans l'atmosphère sont présents à l'état dissous dans les eaux des océans. On trouve dans ces eaux, comme constituants conservatifs ou primaires, jusqu'à des gaz rares à des teneurs très faibles mais constantes.

Les **constituants secondaires,** ou **non conservatifs,** sont ceux dont la teneur varie dans le temps et dans l'espace, et qui sont impliqués dans des phénomènes biologiques et biochimiques. Les plus importants sont le gaz carbonique, l'oxygène, les composés d'azote minéral et ceux de phosphore, qui sont les agents, en combinaison avec le gaz carbonique, des processus de synthèse de la matière organique par les végétaux (phytoplancton) grâce à l'utilisation de l'énergie solaire par la chlorophylle.

Le *gaz carbonique,* source de carbone, est toujours présent en quantités suffisantes sous forme d'ions carbonate, pour les besoins de la photosynthèse. Il réagit chimiquement très facilement. L'instabilité du système gaz carbonique-carbonates-bicarbonates est à l'origine de l'aptitude de l'eau de mer à compenser les variations du pH.

Le *pH* d'un milieu est lié à la concentration en ions hydrogène que l'on mesure dans ce milieu. Il définit l'acidité ou l'alcalinité de ce milieu. En théorie, il peut varier de 0 à 14, avec un état neutre fixé à 7. Mesuré à moins de 7, le pH est acide, mesuré à plus de 7, il est alcalin. Le pH des eaux des océans est alcalin, mais il varie dans l'espace et dans le temps. Les valeurs sont généralement comprises entre 7,5 et 8,4. Dans des étendues d'eau de mer de faible profondeur, on a pu mesurer des pH de 9 et de 10. Inversement, dans les estuaires, en raison d'apports importants d'eau douce, ou dans les régions océaniques soumises à des régimes pluviaux de fortes précipitations, on peut mesurer des pH de l'ordre de 6. Les eaux sont en ce cas devenues acides.

Les variations du pH sont donc liées à celles de la salinité. Elles sont aussi fonction de la température, et s'élèvent avec celle-ci. Ces variations sont indicatrices de la teneur en gaz carbonique dissous. Les variations diurnes de cette teneur sont inverses de celles du pH.

En haute mer, les variations du pH sont moins importantes qu'à proximité des côtes. Dans l'océan Atlantique, le pH varie, avec la latitude et la profondeur, entre 7,7 et 8,2. Les valeurs les plus fortes sont situées dans la tranche d'eau de 0 à 300 m, vers 30° de latitude Nord. Les valeurs les plus faibles sont mesurées vers 500 m de profondeur aux latitudes 10° Nord et Sud, dans les régions équatoriales, ainsi qu'aux profondeurs moyennes sous les hautes latitudes de l'hémisphère Nord.

La teneur en *oxygène* des eaux des océans présente des variations importantes. L'oxygène est fourni dans la couche superficielle sous la surface, par diffusion à partir de l'atmosphère, ainsi que très abondamment par la fonction chlorophyllienne du phytoplancton et des autres végétaux verts. Lorsque phytoplancton et végétaux sont très abondants, l'excès d'oxygène dissous dans la couche superficielle passe au contraire dans l'atmosphère. Certains auteurs ont pu estimer que, si la vie végétale de l'Océan cessait, la teneur en oxygène de l'air respiré par l'humanité à la surface de la planète aurait diminué de 10 % à la fin du siècle.

Les eaux de surface sont donc saturées en oxygène. La solubilité de ce gaz varie en raison inverse de la température. Il y a ainsi des différences très accusées en fonction des latitudes. Les eaux proches de l'Arctique et de l'Antarctique sont très oxygénées, alors que les eaux océaniques de la ceinture tropicale sont pauvres en oxygène.

La teneur en oxygène diminue aussi avec la profondeur, et passe par un minimum plus ou moins marqué, qui diffère selon les régions. Le minimum est ainsi mesuré dans l'Atlantique vers 40° de latitude Nord, entre 400 et 500 m sous la surface, alors qu'il est mesuré entre 1 000 à 1 200 m en mer d'Arabie.

Ce minimum est causé d'une part par le fait qu'il n'y a plus à ces profondeurs de vie végétale (phytoplancton) susceptible de fournir de l'oxygène par fonction chlorophyllienne, puisqu'il n'y a plus assez de lumière, et d'autre part parce que l'on trouve aux profondeurs considérées des accumulations importantes de matières

▼ *Une mer agitée et la formation d'écume constituent une turbulence très favorable à la diffusion de l'oxygène de l'atmosphère dans la couche superficielle des eaux.*

F. Mosetti

organiques descendues de la couche superficielle éclairée sous la surface. La descente de ces matières est freinée par l'accroissement du coefficient de viscosité lié à l'abaissement de la température en fonction de la profondeur.

Au-delà de cette couche du minimum, la teneur des eaux en oxygène dissous augmente avec la profondeur sans toutefois atteindre la saturation. Elle devient très faible au-dessus des sédiments des plaines abyssales.

Un cas particulier est présenté par les eaux de la mer Noire, dans lesquelles la densité croît très fortement avec la profondeur, ce qui empêche tout mélange vertical dans le volume marin. Non seulement l'oxygène dissous disparaît totalement au-delà des profondeurs comprises entre 125 et 175 m, mais on mesure des quantités importantes d'hydrogène sulfuré jusque dans les eaux profondes. Cette apparition d'hydrogène sulfuré, qui a été nommée « euxinisme », mot dérivé de Pont-Euxin, appellation de la mer Noire dans l'Antiquité, est un phénomène caractéristique des eaux marines confinées dans un bassin isolé soumis à de fortes précipitations et recevant des apports fluviaux importants, ce qui ne permet pas la formation d'eaux superficielles de forte salinité pouvant renouveler par plongée les eaux profondes. L'euxinisme est lié à la consommation totale par les êtres vivants de l'oxygène dissous, et l'hydrogène sulfuré est d'autant plus abondant que le confinement des eaux est plus prolongé. Il est exceptionnel, et la rareté des grandes zones euxiniques montre que l'ensemble de l'océan mondial et des mers secondaires est soumis à un renouvellement et à un brassage des eaux qui apportent de l'oxygène.

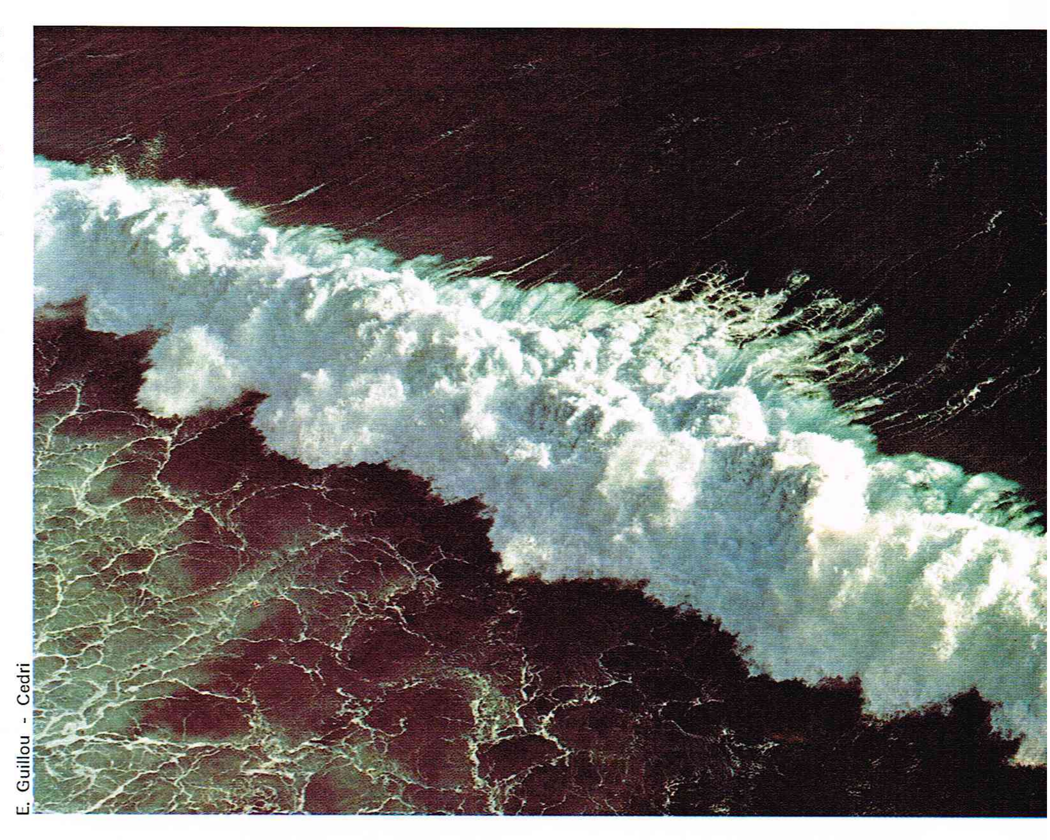
L'*azote* est dissous dans les eaux des océans en quantités plus importantes que l'oxygène. Le point de saturation varie, comme celui de l'oxygène, en fonction de la température et de la salinité. L'essentiel de la réserve d'azote est combiné sous forme de nitrates qui sont mesurés avec le plus grand soin, de même que les phosphates et les silicates dissous, car ces constituants non conservatifs sont les *sels nutritifs* des eaux océaniques et jouent, en même temps que le gaz carbonique, un rôle fondamental dans le développement du phytoplancton et donc dans le développement de la vie dans le milieu marin.

L'exercice de la photosynthèse nécessite, on l'a vu, l'énergie solaire. L'utilisation des sels nutritifs pour le développement de la vie végétale n'est donc effective que dans une tranche d'eau assez limitée sous la surface. Cette tranche est d'une profondeur de 50 m en moyenne, présentant des maximums exceptionnels de 130 à 140 m. Au-delà, la quantité suffisante d'énergie lumineuse ne parvient plus, et la quantité de sels nutritifs dissous dans les eaux et qui ne sont plus utilisés par le développement végétal augmente graduellement jusqu'à une stabilisation à partir de la profondeur de 1 000 m en moyenne.

Dans la tranche d'eau superficielle qui reçoit l'énergie solaire, les sels nutritifs, composés minéraux de l'azote et du phosphore, ne sont abondants que lorsque les végétaux sont rares. Dès que les organismes végétaux croissent et se multiplient, ils consomment les sels nutritifs jusqu'à les faire disparaître complètement. La poussée végétale, ou *bloom* selon les auteurs anglo-saxons, est alors arrêtée, jusqu'à ce que la dégradation de la matière organique dans la tranche superficielle, ou la remontée en surface de sels nutritifs profonds, reconstituent la réserve minérale nécessaire à une nouvelle « floraison ».

Les régions océaniques les plus favorables au développement de la vie sont donc celles où des eaux riches en sels nutritifs, nitrates et phosphates, sont apportées en surface par des mouvements verticaux, *upwellings*, ou remontées d'eaux profondes, et soumises à l'énergie solaire. De tels *upwellings* sont observés au large des côtes du Pérou, de la Basse-Californie, de la Mauritanie notamment, faits capitaux pour la répartition géographique des populations de Poissons et l'exploitation de zones de pêche.

Les constituants non conservatifs comprennent également des ions dérivés de métaux lourds : fer, manganèse, cuivre, etc., qui semblent agir dans le développement de la vie après combinaison avec de petites molécules organiques. Le fer paraît jouer un rôle très important, notamment par apport d'origine terrestre, dans la fertilité des eaux situées au-dessus des plateaux continentaux, fertilité élevée par rapport à celle des eaux océaniques au-dessus des grands fonds.


E. Guillou - Cedri

▲ *La rareté de grandes zones euxiniques montre que l'ensemble de l'océan mondial et des mers secondaires est soumis à un renouvellement et à un brassage (notamment par les vagues) des eaux qui apportent l'oxygène.*

Origine de l'eau de mer

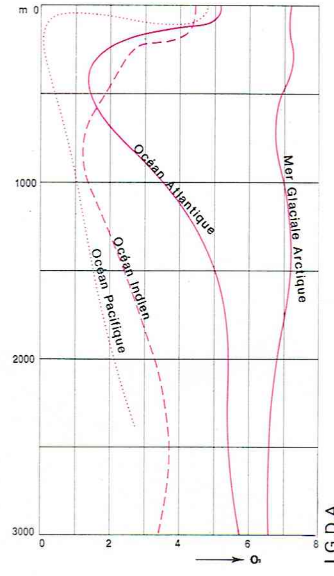
L'origine des eaux des océans ne semble pas être due à la condensation de l'atmosphère primitive de la planète. Les recherches effectuées au cours des dernières années, la vérification progressive des hypothèses avancées, la multiplication de mesures précises ont montré que la planète aurait perdu son atmosphère primitive et que l'atmosphère et les eaux océaniques actuelles n'auraient pas existé à l'origine. Elles auraient été produites par la déshydratation et le dégazage progressifs des matériaux constitutifs du globe terrestre.

Selon l'hypothèse de la formation de la planète par accrétion de matières stellaires (gazeuses et météoritiques), la Terre aux tout premiers moments de son existence aurait été un « agglomérat froid ». Sous l'action de la gravitation et des transformations radio-actives d'origine nucléaire, cet « agglomérat » aurait été échauffé jusqu'à approcher, sinon atteindre, la fusion. Un tel processus aurait entraîné le classement caractéristique par densité des matériaux constitutifs du globe terrestre. Par dégazage de ces matériaux au cours du refroidissement qui aurait suivi, une nouvelle atmosphère aurait été constituée, qui n'aurait pas comporté d'oxygène, mais qui aurait été riche en vapeur d'eau, en gaz carbonique et en hydrogène sulfuré.

Les conditions de température et de pression étant devenues — il y a environ 4 milliards d'années — proches de celles que nous connaissons actuellement, une couche basaltique, semblable à la croûte océanique connue aujourd'hui, se serait formée à la surface de la planète. C'est alors qu'une partie de la vapeur d'eau contenue dans la « nouvelle atmosphère » formée par dégazage se serait condensée, formant dans les dépressions de la surface basaltique les premières « cuvettes océaniques ». Une autre partie de cette vapeur d'eau aurait donné, par photo-dissociation, les premières molécules de l'oxygène indispensable à la vie.

Le dégazage des matériaux constitutifs du globe, se poursuivant au travers des fissures de l'écorce basaltique, notamment sous forme de venues hydrothermales, a apporté et apporte encore dans le milieu océanique d'importantes quantités d'« eaux juvéniles » riches en chlorures et en bromures.

▼ *Distribution de l'oxygène dissous (en cm³/l) en fonction de la profondeur, pour différents bassins océaniques. On a représenté des situations types de large moyenne.*



On peut donc considérer que les eaux des océans ont été engendrées par la planète Terre elle-même, et non par l'environnement cosmique de celle-ci. Nées du globe, et non plaquées sur lui, elles constituent le milieu dans lequel a pu se développer la vie végétale, puis la vie animale, sous l'action de l'énergie solaire.

Température, salinité et densité des eaux des océans

La **température** des eaux des océans dépend du bilan, perpétuellement fluctuant, des gains et des pertes de chaleur. Pour les eaux de surface, la source principale d'énergie calorifique est le rayonnement solaire. Compte tenu du fait qu'une partie de cette énergie est réfléchie par la surface de l'océan, d'autant plus que cette surface sera agitée, on admet généralement que la quantité d'énergie solaire pénétrant dans l'océan est de l'ordre de 0,22 calorie par centimètre carré et par minute. Cette énergie solaire subit dans le milieu marin deux sortes d'altérations : la diffusion et l'absorption.

— La *diffusion* par les molécules d'eau ainsi que par les particules minérales ou organiques en suspension renvoie l'énergie lumineuse dans diverses directions.

— L'*absorption* correspond à une transformation de l'énergie lumineuse en chaleur. L'énergie solaire, au fur et à mesure de sa pénétration dans le milieu marin, est accompagnée d'un échauffement des molécules d'eau. L'absorption globale est en fait la somme de trois absorptions partielles : celle de l'eau elle-même, celle des substances dissoutes, celle des particules inertes ou organiques en suspension. Les deux premières sont importantes, la troisième est négligeable. Les neuf dixièmes de l'énergie correspondant à la longueur d'onde d'énergie maximale du spectre solaire (radiations bleues) sont absorbés et transformés en chaleur dans la tranche superficielle des premiers cent mètres sous la surface. Les radiations ultraviolettes et infrarouges sont absorbées totalement dans les premiers centimètres. Les radiations visibles de grande longueur d'onde sont absorbées rapidement : les rouges disparaissent vers la profondeur de quinze mètres, puis ce sont les oranges et les jaunes.

La pénétration de l'énergie solaire dans les eaux des océans est ainsi marquée, en fonction de la profondeur, par une altération croissante de la composition du spectre et par la transformation de la plus grande partie de l'énergie incidente totale en énergie calorifique.

A cette énergie solaire s'ajoutent, en gains de chaleur pour les eaux superficielles, aussi bien le transfert par convection à partir de l'atmosphère que la condensation de la vapeur d'eau et la transformation de l'énergie cinétique des vents par frottement à la surface. Les pertes de chaleur sont, par contre, provoquées par les rayonnements de grande longueur d'onde émis par la surface, l'évaporation, le transfert par convection vers l'atmosphère lorsque celle-ci est plus froide que l'hydrosphère.

En surface, la température moyenne des eaux des océans croît des régions polaires (de — 1 à — 1,5 °C) jusqu'aux régions équatoriales (28 °C au large, plus de 30 °C dans certains golfes ou mers fermées). L'équateur thermique ne coïncide pas rigoureusement avec l'équateur géographique. Les lignes d'égales températures à la surface ne coïncident pas avec les latitudes en raison des altérations apportées par les courants de la circulation océanique.

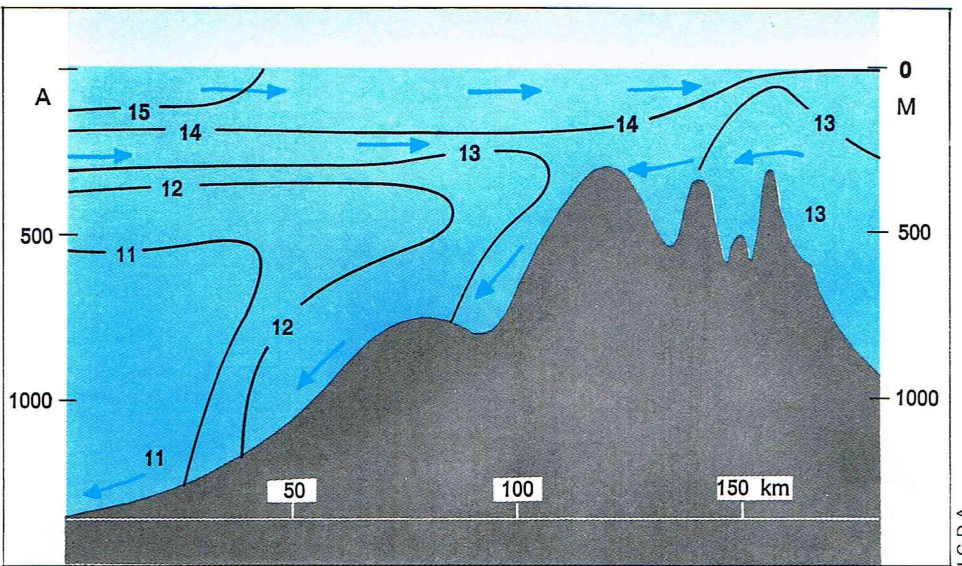
La température des eaux de surface est affectée par les échanges thermiques entre celles-ci et l'atmosphère. Il en résulte des variations, les unes diurnes de faible importance relative, les autres saisonnières. Les variations diurnes ne sont notables que dans les premiers mètres. Les variations saisonnières reflètent, en les amortissant, compte tenu de la relative inertie thermique spécifique de l'eau, les variations de la température atmosphérique. Ces variations saisonnières sont faibles, de l'ordre de 1 à 3 °C dans les régions polaires et équatoriales, mais peuvent être très marquées aux latitudes moyennes (de l'ordre de 8 à 9 °C au large des côtes occidentales de l'Europe et de 12 à 13 °C en Méditerranée nord-occidentale).

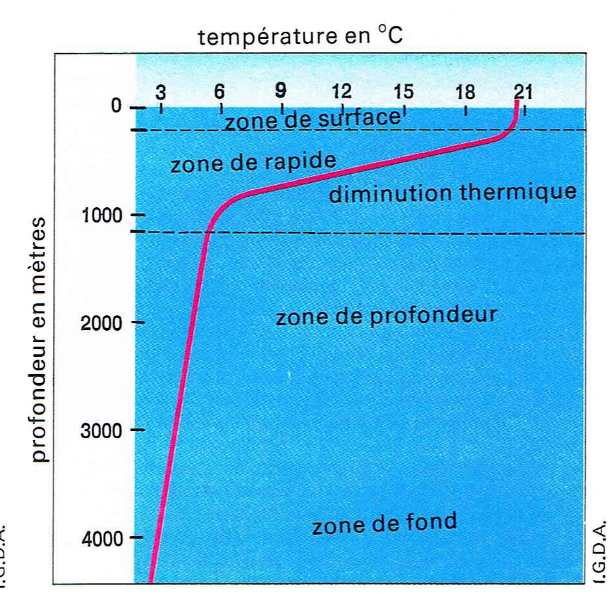
La température, en fonction de la profondeur, présente le plus souvent des discontinuités, ou *thermoclines*. Ces discontinuités correspondent aux séparations entre couches de surface et couches profondes.

La thermocline principale est très marquée dans la ceinture tropicale et surtout dans les régions équatoriales, dans lesquelles la limite supérieure est située vers 100 m

▼ Ci-dessous, lecture de mesures (température et salinité) à bord d'un navire océanographique. En bas, à gauche, représentation graphique de la distribution des températures et des courants sur une section verticale au niveau du détroit de Gibraltar. A droite, répartition des températures dans les eaux océaniques en fonction de la profondeur.


Paul-Émile Victor - Pitch





de profondeur. Aux latitudes moyennes, cette limite supérieure peut descendre jusque vers 600 à 700 m. En allant vers les pôles, la thermocline principale tend à remonter vers la surface. Dans les deux hémisphères, elle atteint la surface vers 55° de latitude et se manifeste par un front thermique très net et caractérisé. Aux latitudes moyennes, comme on l'a vu précédemment, de fortes variations saisonnières des échanges de température entre l'hydrosphère et l'atmosphère se produisent. Des thermoclines saisonnières peuvent alors se superposer à la thermocline principale. L'évolution de ces thermoclines saisonnières a des conséquences directes sur les échanges verticaux entre les couches profondes riches en sels nutritifs et la couche superficielle où s'effectue la photosynthèse.

Dans les couches profondes des océans, au-dessous de la thermocline principale, la température décroît en fonction de la profondeur et tend à être uniforme et basse, étant comprise dans l'océan mondial entre 2 °C et un peu moins de 0 °C. Il en résulte que les trois quarts du volume total de l'océan ont une température comprise entre 0 et 6 °C, la température moyenne générale étant de l'ordre de 3,25 °C. Toutefois, il se produit un léger accroissement de température vers les grands fonds en raison des effets de la pression. C'est le réchauffement adiabatique, c'est-à-dire sans échange avec l'extérieur.

Un cas particulier est présenté par des mers fermées comme la Méditerranée. La température de ces mers est sensiblement constante à un niveau qui est celui de la température de l'océan mondial à la profondeur correspondant à celle du seuil qui fait communiquer l'océan et la mer considérée. En Méditerranée occidentale, par exemple, les eaux sont constantes à 13 °C environ depuis le fond jusqu'à 200 m de la surface.

La répartition de la **salinité** de surface dans les océans est fonction des zones géographiques en latitude. Elle se présente de la même façon dans l'océan Pacifique, dans l'océan Atlantique et dans l'océan Indien. On distingue en effet dans ces trois océans trois zones de salinité minimale. Ce sont la région équatoriale, ou plus exactement la région située vers 5° de latitude Nord (équateur thermique), et les hautes latitudes dans les deux hémisphères. Deux zones de salinité maximale les séparent, situées sous les tropiques, avec le même décalage vers le nord que l'équateur thermique.

On remarque que cette répartition est calquée sur celle des précipitations à la surface du globe, les maximums tropicaux de salinité correspondant aux déserts sur les continents. Les variations de la salinité des eaux de surface sont en effet commandées par l'évaporation et les précipitations.

Les salinités des eaux profondes sont beaucoup plus uniformes que celles des eaux de surface. Comprises entre 34,6 et 34,9 $^{0}/_{00}$, elles sont plus faibles que celles des eaux des régions tropicales, et se rapprochent de celles des eaux de surface des régions de hautes latitudes.

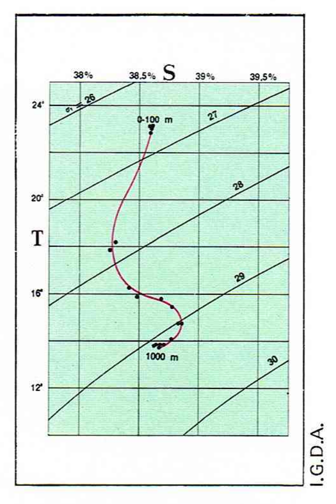
La température et la salinité, auxquelles s'ajoute la pression, conditionnent la **densité** des eaux des océans. Lorsqu'elles sont en présence sous la forme de grandes masses, deux eaux marines de densités différentes ne se mélangent pas, ou du moins ne se mélangent que d'une façon insignifiante par rapport aux volumes qu'elles représentent. Les différences de densité conditionnent ainsi les déplacements relatifs de ces masses d'eaux, la plus dense ayant toujours tendance à passer sous la plus légère. La température de densité maximale, qui est 4 °C pour l'eau douce, est plus basse pour l'eau des océans, en raison de la salinité. Pour une salinité de 15 $^{0}/_{00}$, elle est d'environ 0,7 °C. Pour une salinité de 35 $^{0}/_{00}$, elle sera de — 3,7 °C. Le point de congélation est aussi abaissé par la salinité. Il diminue de 0 °C pour l'eau douce à — 1,91 °C pour l'eau salée à 35 $^{0}/_{00}$. Pour les salinités supérieures à 24,7 $^{0}/_{00}$, qui sont universelles dans les océans, les eaux seront d'autant plus denses qu'elles seront plus froides jusqu'au point de congélation.

Au contraire, pour les salinités exceptionnellement inférieures à 24,7 $^{0}/_{00}$, ce qui est le cas dans la Baltique, mer fermée, la température de densité maximale est plus élevée que le point de congélation. Ainsi, lorsque la surface de cette mer se refroidit en raison des conditions atmosphériques sans pour cela atteindre le point de congélation, l'eau de la couche superficielle va flotter sur de l'eau profonde moins froide, mais plus dense. Il y aura en ce cas apparition d'un phénomène curieux de stratification thermique inverse, les températures étant plus basses en surface qu'en profondeur.

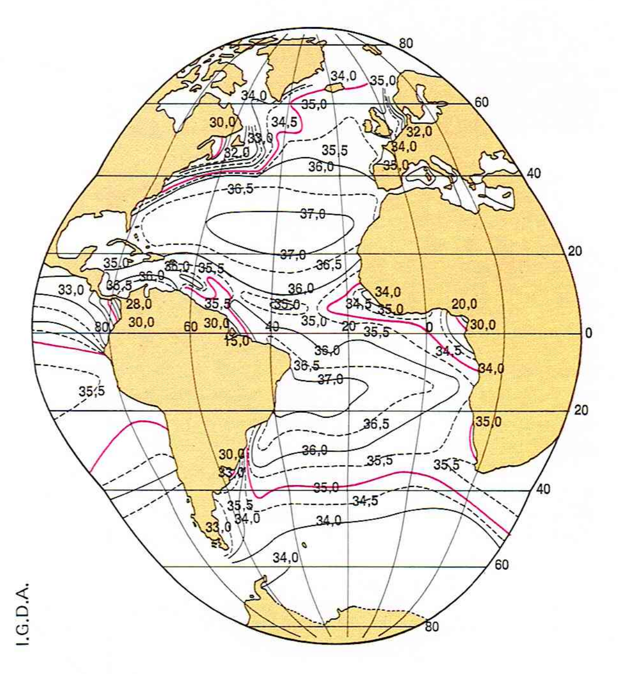
Une représentation essentielle pour la connaissance des comportements des masses d'eaux océaniques est la figuration simultanée des températures et des salinités sur des diagrammes T. S. (température et salinité). Quand des observations et des prélèvements d'eau de mer ont permis d'évaluer les valeurs de ces deux paramètres, on est en mesure de dresser une courbe où les températures sont en ordonnées et les salinités en abscisses. A côté de chaque point correspondant à une observation, on porte l'indication de la profondeur. Chaque portion rectiligne d'un diagramme, ou courbe T. S., permet de caractériser une masse d'eau. La comparaison de plusieurs diagrammes permet de suivre la destinée des masses d'eau dans une région considérée et d'apprécier leurs mouvements relatifs. Un principe général important est que, le plus souvent, les salinités sont plus caractéristiques des masses d'eau que les températures, même si les conséquences géographiques de la répartition des températures sont plus importantes.

La température, la salinité et la pression conditionnent conjointement deux propriétés importantes des eaux océaniques, qui sont la viscosité et la conductivité électrique.

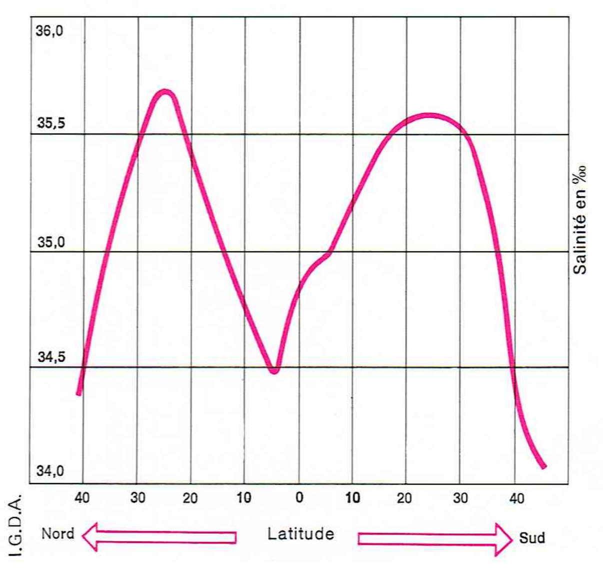
La **viscosité** varie de la même façon que la densité, c'est-à-dire qu'elle croît avec la salinité et décroît avec



▲ ***Diagramme T.S. (température et salinité) établi pour la connaissance des comportements des masses d'eaux océaniques.***



◀ ***Représentation des salinités superficielles de l'océan Atlantique durant l'été (d'après Sverdrup-Johnson-Fleming).***



◀ ***Graphique de la salinité des océans : elle varie en général avec la latitude, diminuant au voisinage des régions polaires sous l'action de la fonte des glaciers, et près des tropiques à cause de l'apport d'eau douce des grands fleuves.***



▲ ***Un aspect de la mer de Ross montrant comment la banquise s'est fragmentée en* floes, *individualisés et séparés par des* polynies *ou formant sous l'action des agents atmosphériques des* hummoks.**

la température. Elle agit sur les processus de mélange de deux masses d'eaux et intervient par le jeu des forces de frottement dans la flottabilité des organismes vivant dans le milieu marin.

La **conductivité électrique**, à égalité de température et de pression, est fonction de la salinité. Le milieu marin, compte tenu de sa salinité moyenne de 24,7 ‰, est considéré comme un milieu conducteur dispersant.

Glaces de mer

La glace qui se forme lorsque le point de congélation de l'eau de mer est atteint, point d'autant plus bas que la salinité est plus forte, ne consiste pas en une congélation en bloc de tous les éléments de l'eau de mer. Il se forme d'abord des cristaux de glace plus ou moins pure qui enserrent des cellules ou de petites poches de saumures, dans lesquelles se concentre la majeure partie des sels. Il en résulte que la congélation de l'eau de surface sur une certaine épaisseur a pour conséquence un léger accroissement de la salinité de l'eau qui n'est pas passée à l'état solide, et donc une augmentation de sa densité. Il semble que la congélation lente soit plus favorable au dessalement complet de la glace résultante que la congélation rapide. A mesure que la température s'abaisse, la concentration des saumures augmente, la solubilité de certains sels est dépassée. Ces sels commencent à cristalliser. Le chlorure de sodium, en particulier, cristallise à la température de — 23 °C. La glace de mer est une sorte de bouillie contenant des poches de saumure qui sont d'autant plus petites que la température s'abaisse et que les sels cristallisent. La glace de mer est donc moins dure et moins compacte que la glace d'eau douce.

La *jeune glace,* qui se forme au début de l'hiver dans les eaux côtières des zones de hautes latitudes, est dite « glace fixe ». Cette glace peut dériver vers le large si le vent souffle de terre, ouvrant entre les radeaux de glace et la terre des espaces libres, les « polynies » où la jeune glace peut se reformer. Si le vent souffle vers la terre, la glace fixe et, éventuellement, les radeaux de dérive sont empilés contre la côte, formant des « murs de glace ». Les radeaux de dérive peuvent aussi se chevaucher en pleine mer, formant des empilements chaotiques appelés « hummocks ».

La jeune glace peut se former en haute mer comme sur les côtes par petits fonds, si les conditions sont requises en profondeur, l'eau étant en déséquilibre à la limite du point de congélation. Un cas assez fréquent de formation de jeune glace en haute mer est celui d'une chute de neige sur une zone océanique dont les eaux sont proches du point de congélation. Il se forme alors une *glace de neige* à partir d'une bouillie dans l'eau, puis de la *glace en assiettes* constituée de petits glaçons circulaires dérivant de l'agglomération en boules de la glace de neige.

A un stade ultérieur, la glace de mer forme un revêtement général troué de polynies, la *banquise*. Suivant qu'elle fond chaque année ou qu'elle demeure, cette banquise sera de la *glace d'hiver* ou de la *glace polaire*. La banquise permanente polaire peut atteindre une épaisseur de 4,50 m en mer Polaire Arctique. Les glaces polaires les plus âgées sont les plus compactes et se rapprochent des glaces d'eau douce sous cet aspect.

Les stades de régression du phénomène de glaciation comprennent d'abord une fragmentation de la banquise en « floes » individualisés, qui peuvent encore former des « hummocks » sous l'influence du vent.

La glace de mer a plus de tirant d'eau, à volume égal, que les « icebergs » dérivants, de glace d'eau douce, qui proviennent de glaciers terrestres aboutissant à la mer. En raison des saumures qu'elle contient, elle enfonce des 5/6, alors que les icebergs, de densité plus faible, n'enfoncent que des 4/5.

Les mouvements de la mer

Parmi les mouvements dont sont animées les masses d'eaux océaniques constituant l'hydrosphère à la surface de la planète, les uns, de caractère périodique, sont les *marées* et les *courants* qu'elles engendrent. Les autres, de caractère périodique également, mais dont l'apparition est épisodique, comprennent les *houles* et les *vagues,* ainsi que les *ondes longues* et les *ondes de tempête*. Enfin, les *courants marins* sont apériodiques et peuvent être engendrés soit par des forces issues de différences de densité entre deux masses d'eaux océaniques, soit par des forces atmosphériques, comme la pression barométrique, l'effet du vent sur la surface ou les forces engendrées par des différences de niveau entre deux points de l'océan.

Tous les mouvements dans l'hydrosphère sont influencés par la force de Coriolis, accélération due à la rotation de la Terre.

Les marées

Les marées océaniques sont des mouvements oscillatoires de l'hydrosphère qui répondent à l'action gravitationnelle du Soleil et de la Lune. La force d'attraction de la Lune, plus forte que celle du Soleil en raison de la proximité du satellite de la planète Terre, détermine la composante principale de la marée que la force d'attraction du Soleil module. L'amplitude est maximale lorsque Terre, Lune et Soleil sont en conjonction. Elle est minimale lorsque la Lune est à 90° de la direction du Soleil. Une troisième modulation est apportée par le rythme des saisons, au moment des équinoxes, lorsque Lune, Terre et Soleil sont en conjonction sur le plan de l'écliptique. Cette modulation amplifie les mouvements oscillatoires, qui sont alors les grandes marées.

Le calcul de la force génératrice des mouvements est fondé sur l'hypothèse selon laquelle les masses s'attirent proportionnellement à leur produit et, inversement, proportionnellement au carré de leur distance. Dans le mouvement relatif de la Terre par rapport à un astre, tout se passe comme si toute la masse de la Terre était concentrée en son centre. Si l'on considère une particule isolée placée à la surface de la Terre, l'attraction que cet astre exerce sur elle est différente, en grandeur et en direction, de l'attraction qu'elle subirait si elle était placée au centre de la Terre. La différence entre ces deux attractions définit la force génératrice de la marée, toujours très petite par rapport à la pesanteur, et provoque un déplacement de la particule considérée par rapport au centre de la Terre. Cette force génératrice est inversement proportionnelle au cube de la distance de la Terre à l'astre. C'est pourquoi la Lune, dont la distance à la Terre est faible, a une influence appréciable sur le phénomène de marée.

La force génératrice est maximale au point du globe pour lequel l'astre est au zénith ou au nadir. La composante horizontale agit dans le même sens en tous les points d'un même quart de méridien et entraîne une

légère modification de la pesanteur. La profondeur relative des océans étant faible par rapport au rayon de la sphère terrestre, toutes les mêmes molécules d'eau d'une même verticale dans l'océan subissent à un moment donné des forces pratiquement identiques.

Le mouvement diurne de la rotation de la Terre autour de l'axe des pôles fait défiler dans le champ des forces génératrices de la marée les molécules d'eau océaniques. Comme les déclinaisons du Soleil et de la Lune et leurs distances à la Terre varient, on observera des variations dans l'amplitude de la marée.

Au moment des syzygies, c'est-à-dire lorsque la Terre, le Soleil et la Lune sont alignés (Nouvelle ou Pleine Lune), la force génératrice est maximale, et l'on observe une marée de vive-eau. Au contraire, à l'époque des quadratures (premier et dernier quartier de la Lune), les attractions dues au Soleil et à la Lune se contrarient. La force résultante est plus faible, et l'on observe une marée de morte-eau.

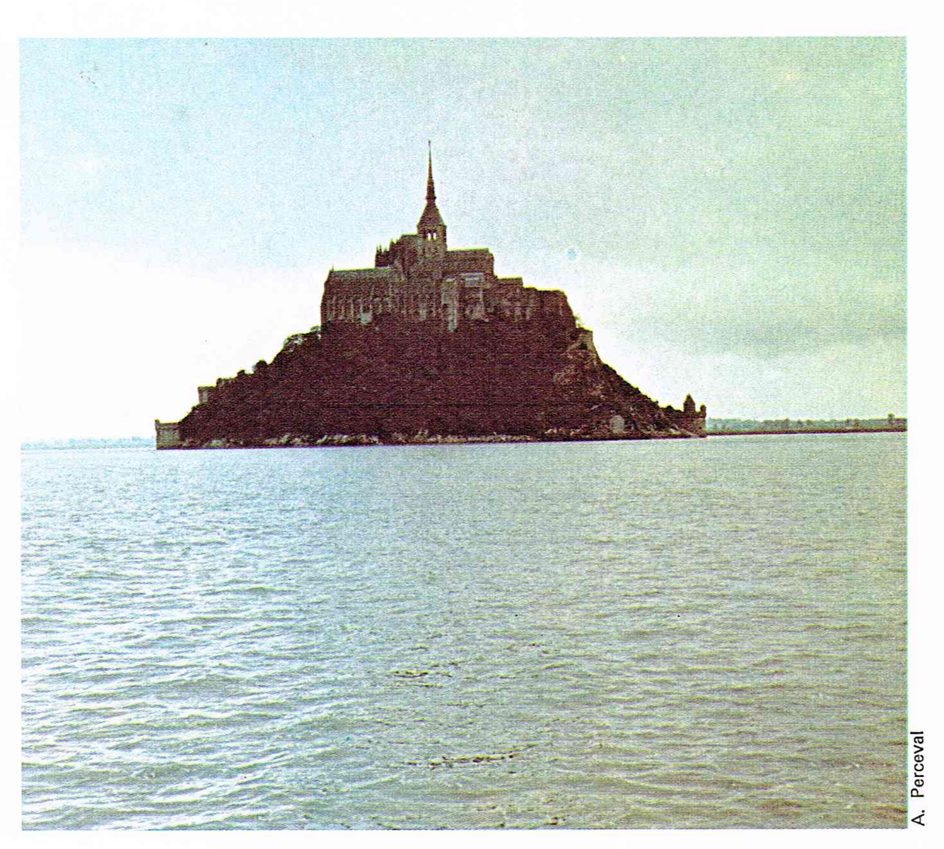
La force génératrice des marées est donc éminemment périodique et comprend plusieurs composantes : la composante semi-diurne, de période 12 heures 24 minutes ou 12 heures, selon qu'il s'agit de la Lune ou du Soleil; la composante diurne, de période 24 heures 50 minutes ou 24 heures, car l'attraction de jour est plus forte que celle de nuit en raison de la variation de distance de la Terre à l'astre; la composante bimensuelle, de période 14 jours 18 heures, due aux positions respectives de la Lune et du Soleil, à la moitié de l'intervalle séparant deux de leurs conjonctions; la composante mensuelle, de période 27 jours et 13 heures, due aux positions respectives de la Lune et de la Terre, pendant la durée s'écoulant entre deux passages de la Lune au périgée ; la composante annuelle, due à la variation de la distance de la Terre au Soleil et à la déclinaison du Soleil. Les plus fortes marées ont lieu aux Pleines et Nouvelles Lunes d'équinoxe, comme on l'a vu précédemment, alors que le Soleil se trouve à l'intersection du plan de l'équateur et de celui de l'écliptique.

La marée en un point donné tire son caractère essentiel de l'onde-réponse à la force génératrice dont l'amplitude est prépondérante. On considère, en fonction de cette onde prépondérante, quatre principaux types de marées : la marée semi-diurne régulière, la marée diurne régulière, la marée semi-diurne à inégalité diurne et la marée mixte.

Les marées se font sentir partout dans l'océan mondial. Mais leurs effets se manifestent avec plus ou moins de force selon les régions, notamment en fonction des contours des côtes. En haute mer, la marée provoque une élévation du niveau des eaux de l'ordre du décimètre. Elle passe quasiment inaperçue sur le littoral des îles isolées et des archipels éloignés des continents, comme les Antilles et la Polynésie. Par contre, une amplitude de marée très importante et des marnages (le marnage est la différence de hauteur d'eau entre la pleine mer et la basse mer précédente ou suivante) considérables sont observés sur les côtes atlantiques françaises et britanniques, ainsi qu'en plusieurs points du littoral atlantique canadien. On a pu mesurer au Canada, dans la baie de Fundy, en Grande-Bretagne dans l'estuaire de la Severn, et en France dans la baie du Mont-Saint-Michel, des amplitudes de marée comprises entre 13 et 16 m.

De telles amplitudes sont dues à un phénomène de résonance. Sous l'influence de la force génératrice des marées, en effet, d'importantes masses d'eau sont mises en mouvement selon un rythme régulier, à des fréquences caractérisant l'attraction cosmique dont elles sont l'objet. Des contours de côtes s'opposant à la direction générale du mouvement provoquent des oscillations des masses d'eau pendant le flux et le reflux. Lorsque la fréquence de ces oscillations est proche de celle des ondes de marée, il y a résonance, donc augmentation considérable de l'amplitude.

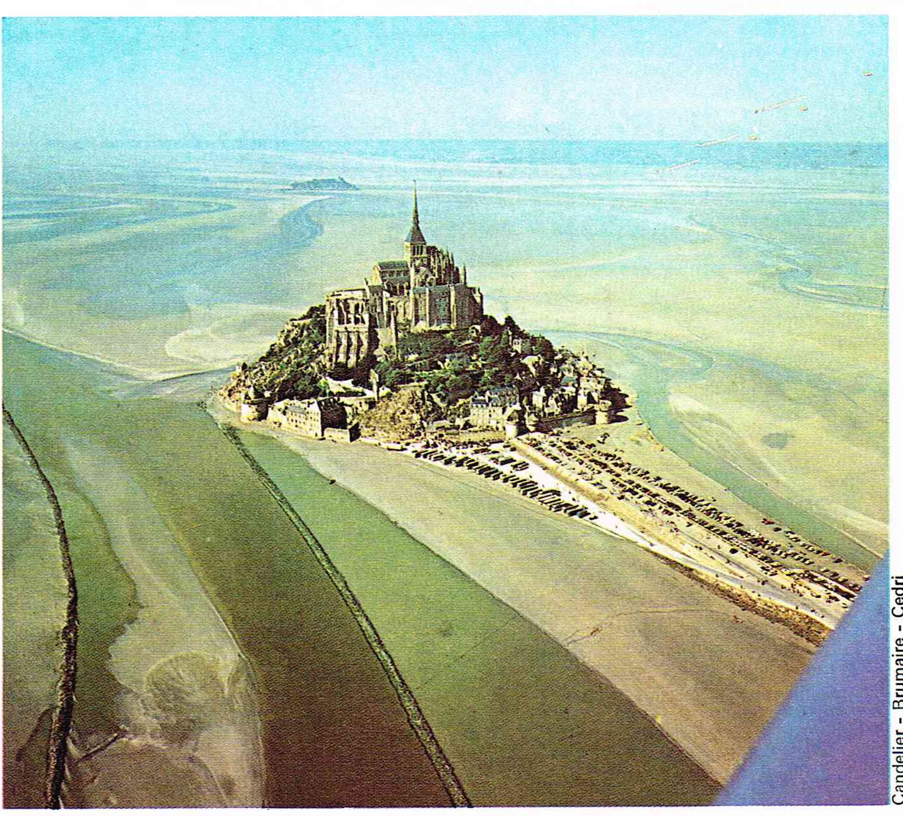
A l'opposé, les volumes d'eau contenus dans les mers fermées comme le bassin méditerranéen ne connaissent aucune fréquence d'oscillation proche des fréquences des ondes de marée. Il n'y a pas de résonance possible. Les ondes océaniques ne pouvant pénétrer dans ces bassins fermés, l'effet de l'attraction du Soleil et de la Lune sur une masse liquide confinée n'engendre qu'une amplitude ne dépassant pas le décimètre. Dans l'océan mondial ouvert, au contraire, les fluctuations de niveau intéressent toutes les eaux jusqu'aux fonds océaniques. On a pu mesurer des ondes de marée jusqu'à 5 000 m de profondeur.


A. Perceval

▲ ***Le Mont-Saint-Michel lors de l'exceptionnelle marée haute de mars 1967,***

Les courants de marée

Les marées engendrent des courants dont l'importance dépend de l'amplitude de la marée, elle-même variable suivant les conditions locales et les variations de la force génératrice. La période de ces courants dépend du régime de la marée, le plus souvent diurne ou semi-diurne. La marée montante provoque un courant dit de *flot*, et la marée descendante un courant dit de *jusant*, qui sont


Candelier - Brumaire - Cedri

▼ ***Vue aérienne du Mont-Saint-Michel à marée basse. Cet îlot de la côte normande est soumis au régime des marées diurnes à fort marnage.***

▶ *Page ci-contre, en haut, les trois illustrations montrent : à gauche, une agitation de surface, en présence de vent qui se lève, appelée* mer du vent *;* *au centre, par vent fort, l'agitation est constituée par des lames à longues crêtes, c'est la* houle *;* *à droite, dans la* mer en tempête, *l'onde se brise, et l'écume est traînée par le vent.*

F. Mosetti

Titus

de sens opposé. Flot et jusant, flux et reflux, sont séparés par une brève période pendant laquelle le courant est nul. C'est l'*étale,* de basse mer ou de pleine mer. La force de Coriolis agit sur les ondes de marée, qui sont également très sensibles à la morphologie des fonds et aux phénomènes de réflexion sur les rivages, notamment dans les mers étroites. L'importance des courants de marée pour la navigation conduit à l'établissement de cartes de marées, ou cartes cotidales, sur lesquelles des lignes joignent les points d'un bassin auxquels la marée se produit au même moment. Les lignes cotidales convergent vers des points dits amphidromiques, ou de marée nulle. Des exemples connus de courants de marée dangereux pour la navigation, atteignant des vitesses relativement élevées dans les passages étroits, sont celui du Maelström dans les îles Lofoten au large des côtes norvégiennes, qui engendre un vaste tourbillon aux renversements de marée, et celui du raz Blanchard dans la Manche, entre le Cotentin et les îles anglo-normandes, dont la vitesse peut dépasser dix nœuds (18 km/h).

Les houles et les vagues

Les houles et les vagues sont les mouvements de l'hydrosphère les plus apparents à l'œil de l'observateur. Ces ondes océaniques sont lentes si on les compare aux ondes électromagnétiques, aux ondes sonores et même aux ondes sismiques.

L'origine la plus fréquente de l'agitation de la surface de l'hydrosphère est celle de l'atmosphère sous la forme du vent. Trois facteurs interviennent pour créer houle et vagues : en premier lieu la force du vent, en second lieu sa durée, enfin l'étendue de la surface océanique sur lequelle il peut s'exercer. On estime que la hauteur, ou creux, d'une vague, ne peut dépasser en centimètres dix fois la vitesse du vent mesurée en kilomètres à l'heure.

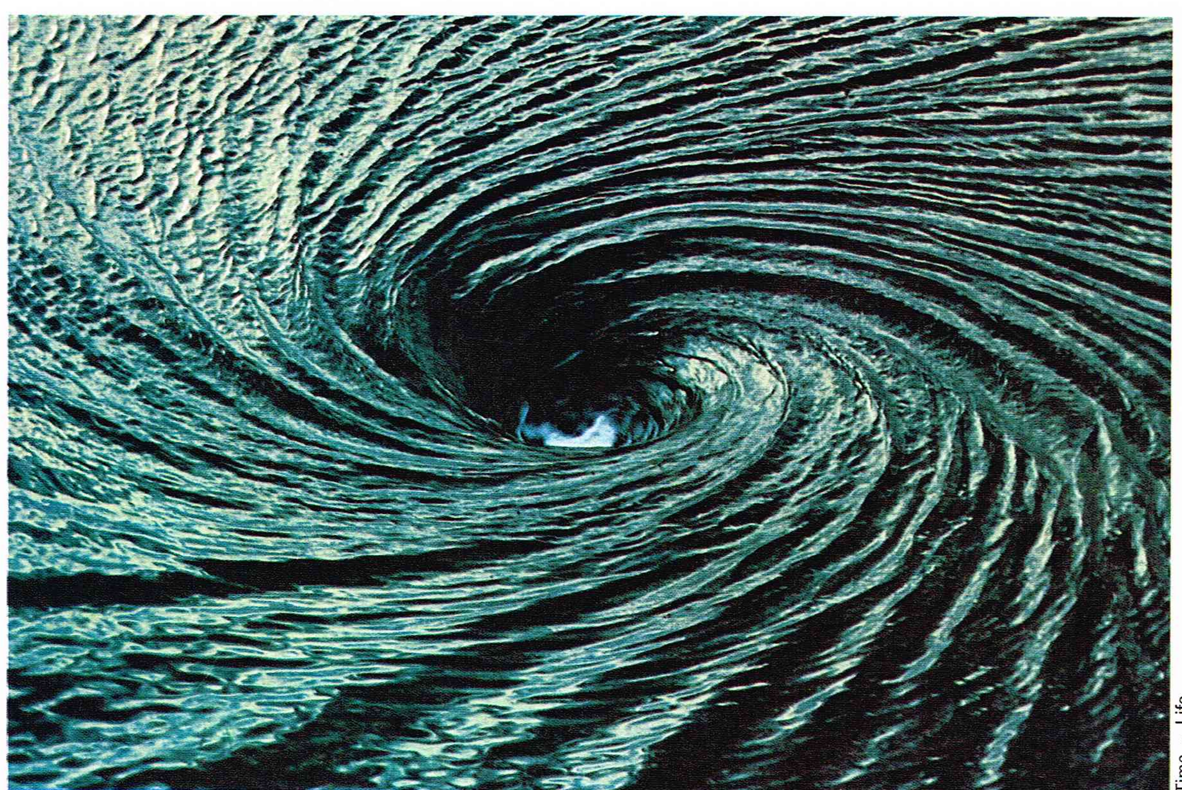
Le vent est engendré par une dépression atmosphérique qui se déplace elle-même à une vitesse qui est de l'ordre de celle des vagues. Une agitation de la surface, en présence du vent qui la lève, est appelée *mer du vent.*

Lorsque cette agitation est propagée au cours du temps vers des zones marines éloignées de la région intéressée par la dépression qui lui a donné naissance par actions atmosphère-océan, les vagues perdent peu à peu de leur hauteur, et leur longueur d'onde s'étire. Les lames les plus longues se propagent plus vite que les courtes. Il s'opère ainsi au cours du temps un étalement de la zone d'agitation. La dépendance entre la vitesse de propagation, ou célérité, des lames et leur longueur constitue la *dispersion*. Les lames les plus courtes subissent, par frottement et turbulence, des pertes d'énergie plus considérables que celles subies par les lames longues. Il y a amortissement sélectif des composantes de période courte.

Il résulte du triage des lames, opéré par la divergence en direction, par la dispersion, par l'amortissement sélectif des fréquences élevées, qu'une agitation parvient dans une zone très éloignée de celle dans laquelle elle a pris naissance. Cette agitation est constituée par des lames à longues crêtes, dont l'amplitude et la période ne varient que lentement avec le temps. C'est la *houle.* A la limite, la houle s'identifierait à une onde cylindrique de période unique dite « monochromatique », à profil sensiblement sinusoïdal. En évoluant avec le temps, les lames de la houle, provenant de la mer du vent suscitée dans une dépression atmosphérique en déplacement, ont en un point donné des périodes de plus en plus courtes au fur et à mesure que parviennent en ce point les lames initiales moins longues. Il y aura diminution constante de la période tandis que l'amplitude augmente, passe par un maximum, puis décroît.

Au cours de la propagation d'une houle monochromatique au large, l'énergie cinétique des lames tend à se concentrer dans les crêtes. Il y a un transport général d'eau en surface dans la direction de propagation. Le profil de la crête devient anguleux, l'angle entre les plans des faces avant et arrière de la lame atteint 120°. A ce stade, la houle est à la limite de stabilité, avec une cambrure maximale, au-dessus des grands fonds, de 14 %, au-delà de laquelle la lame « déferle ». Cette cambrure limite est plus faible par petites profondeurs. Dans l'océan Pacifique, la vitesse moyenne de la houle océanique est de l'ordre de 55 kilomètres à l'heure et est la plus élevée de tout l'océan mondial, compte tenu de l'importance des surfaces de formation. Dans l'océan Atlantique, la houle moyenne présente une vitesse de l'ordre de 45 kilomètres à l'heure.

Arrivant à proximité des côtes, par petits fonds, la houle se comporte comme une « onde de masse », dont la vitesse et la longueur d'onde seront alors proportionnelles à la racine carrée de la profondeur. La façon dont la houle déferlera sur le littoral dépendra donc de la nature des fonds. Si ceux-ci se relèvent très abruptement à l'approche des côtes, la houle se brise avec une énergie importante. Cette énergie est, depuis la formation des océans, l'agent quotidien et patient du modelage des rivages.



▶ *Le Maelström : tourbillon dû à des courants de marée et situé près de la côte norvégienne. Son mouvement est régulier et incessant.*

Time - Life



F. Mosetti



F. Mosetti





S. Prato



▲ *Ci-dessus, à gauche, quand l'onde se meut sur des fonds bas, le creux de la vague avance plus lentement que la crête ; c'est ce que l'on observe généralement près des plages. A droite, à proximité des côtes basses, les ondes se disposent parallèlement à celles-ci (côte occidentale de la Nouvelle-Zélande).*

Une meilleure connaissance des conditions de formation de la mer du vent, des vagues et de la houle permettrait de prévoir l'importance de l'amplitude des lames ainsi que le moment où les ondes de masse atteindraient une zone déterminée du littoral.

Les courants marins

A la différence des mouvements des marées et de ceux des vagues et de la houle, les courants marins sont des mouvements apériodiques.

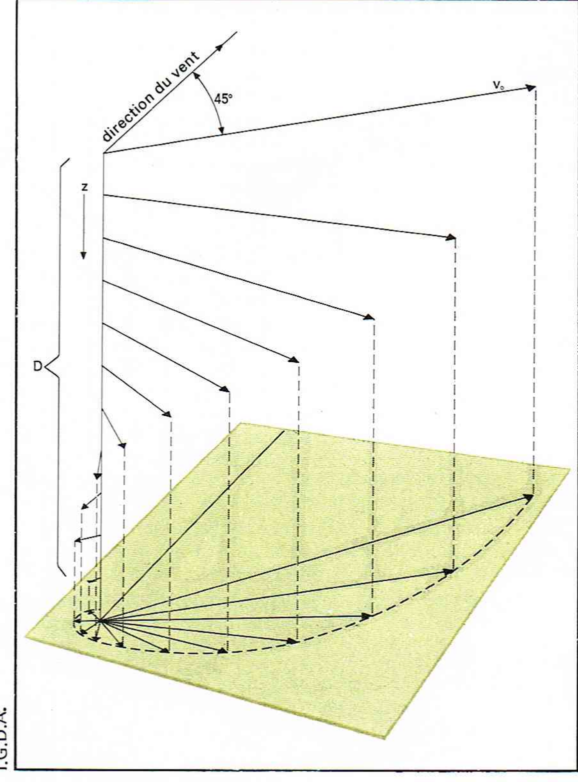
Les courants sont tous les déplacements de masses d'eau océanique, que ces déplacements aient un caractère local ou qu'ils participent au contraire à la circulation générale de l'océan mondial. Un courant est défini par sa vitesse, par sa direction et par le volume d'eau transporté.

Le paramètre direction comporte, en plus d'une orientation géographique, un angle de site. Il y a, en effet, des courants horizontaux, des courants obliques, des courants verticaux. Ces deux derniers peuvent se manifester sous la forme de « plongées » d'eaux de surface, ou de « remontées » d'eaux profondes *(upwellings)*. Les trois paramètres peuvent pour un même courant, et surtout si ce courant présente une certaine extension, varier dans le temps et dans l'espace.

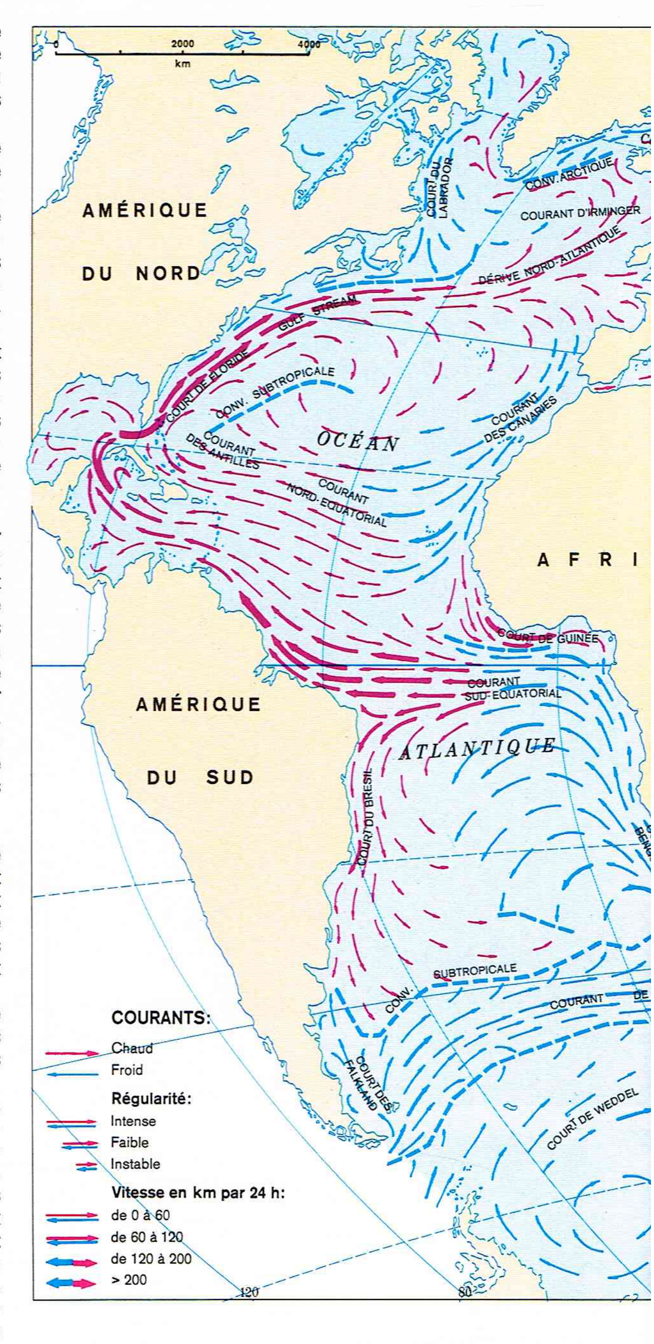
Les courants sont créés par trois catégories de forces : les forces génératrices des marées, que l'on a traitées précédemment (*cf.* courants de marée), les forces issues des différences de densité entre les masses d'eaux, les forces issues du frottement du vent sur les eaux de surface.

— Les *courants de vent* résultent de l'entraînement des molécules superficielles d'eau. Le frottement de ces molécules les unes sur les autres transmet le mouvement en profondeur, mais en même temps absorbe une partie

I.G.D.A.



◀ *La spirale classique d'Ekman indique la distribution, en fonction de la profondeur z, du courant provoqué par le vent. Le courant superficiel est dévié de 45° par rapport à la direction du vent ; progressivement, la déviation augmente et l'intensité du courant diminue. A une profondeur D, déterminable sur la base des caractéristiques physiques de l'eau, la direction du courant est inversée par rapport à la surface.*



de l'énergie reçue. On observe une réduction de la vitesse du courant proportionnelle à sa profondeur. La force de Coriolis intervient également : elle dévie le courant au fur et à mesure qu'il s'enfonce, jusqu'à inverser parfois sa direction par rapport à celle de la partie en surface.

— Les *courants de densité* résultent de la tendance qu'ont les eaux de densités différentes à ne pas se mélanger. La densité de l'eau de mer est fonction de sa température et de sa salinité. On a vu qu'en raison de l'absorption de l'énergie solaire par la couche superficielle des eaux océaniques, les eaux de surface sont plus chaudes que les eaux profondes. Il existe aussi un gradient de température qui est fonction de la latitude, les régions de la ceinture tropicale étant les plus ensoleillées, et fonction de la profondeur. Il arrive cependant dans certaines zones et en particulier dans les régions polaires, ou plus paradoxalement en Méditerranée occidentale, que les eaux de surface deviennent plus froides et plus denses que les eaux sous-jacentes par évaporation sous l'action de vents froids. Ces eaux de surface plongent alors vers le fond, en colonnes très individualisées, et deviennent des eaux profondes.

Les eaux de densités différentes sont séparées par des surfaces de discontinuité qui peuvent être quasi verticales ou presque horizontales. Les masses d'eaux chaudes et légères du Gulf Stream venues de la ceinture tropicale dans l'Atlantique Nord sont déportées vers l'est par les masses d'eaux froides et denses formées en partie sur le plateau continental américain, et en partie influencées par des apports très froids venus de la mer du Labrador. On a vu que ces surfaces de discontinuité, ou thermoclines, sont importantes au point de vue biologique, car elles favorisent le développement du cycle de vie, donc de production de matière vivante dans l'hydrosphère.

La circulation générale de l'océan mondial

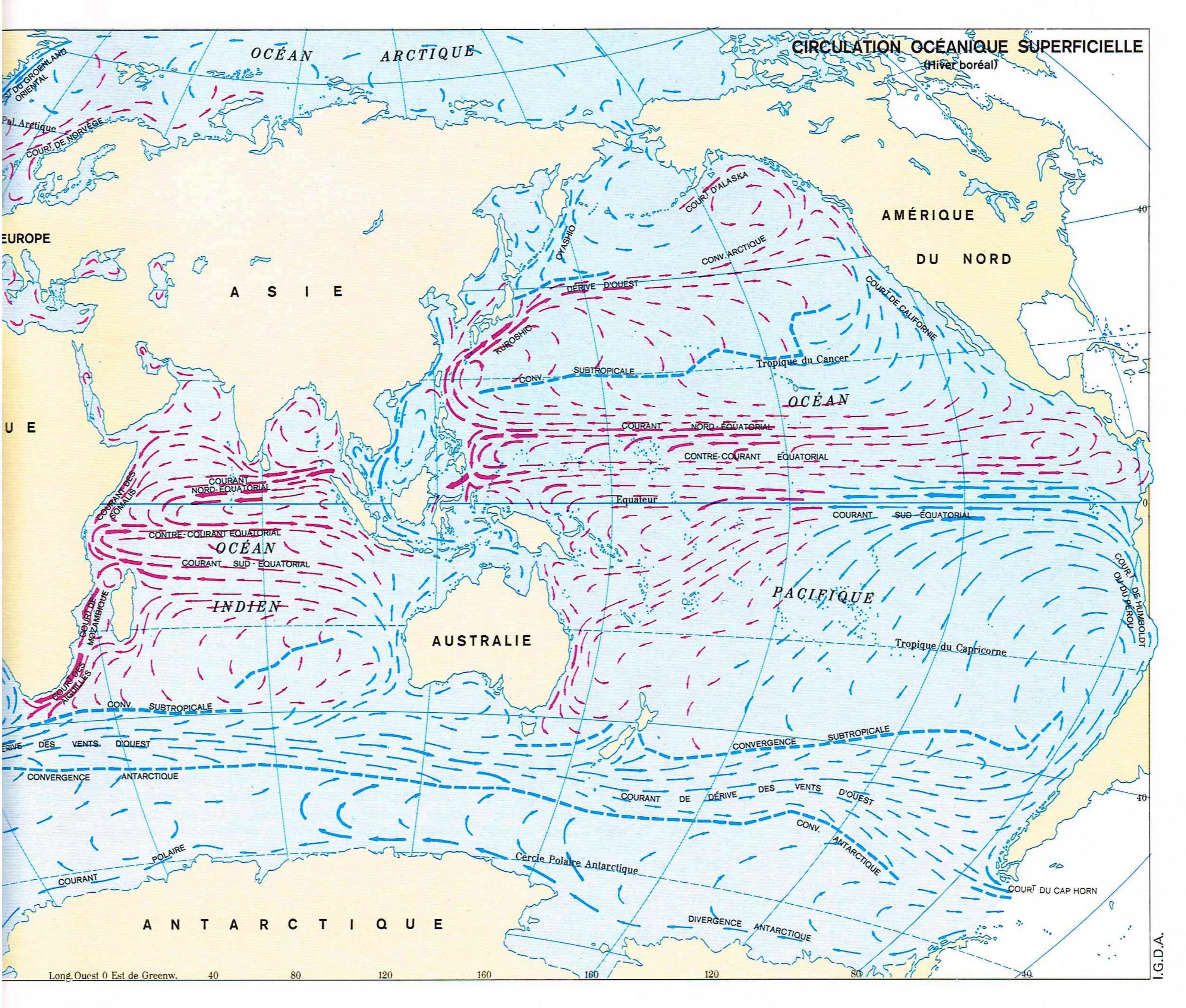
Les forces issues des vents et les forces de densité n'agissent pas indépendamment. On peut cependant admettre que les courants de vent prédominent aux latitudes moyennes et basses où la direction et la vitesse des vents sont relativement constantes, alors que les courants de densité ont un rôle plus important aux hautes latitudes.

— La *circulation superficielle* n'intéresse qu'une couche d'eau de l'ordre de 100 à 200 m, toujours plus mince dans les basses latitudes et plus épaisse dans les mers polaires.

De part et d'autre de la zone des calmes équatoriaux, les alizés forment deux courants (nord- et sud-équatoriaux) qui transportent vers l'ouest des volumes importants, alimentant les circuits anticycloniques nord et sud. Le long des rives orientales des grands océans, ces courants nord- et sud-équatoriaux reçoivent des eaux issues des hautes latitudes. A partir du sud, il s'agit d'eaux de la grande dérive circumantarctique issue des grands vents d'ouest soufflant au-delà de 40° de latitude sud et qui forment des courants sur la rive ouest des masses continentales : courant de Humboldt (côtes du Chili et du Pérou), courant ouest-australien, courant de Benguela le long de la côte sud-occidentale de l'Afrique. Ces courants, déviés vers la gauche par la force de Coriolis et renforcés par des vents de direction générale sud-nord, créent entre eux et la côte un soulèvement d'eau des profondeurs intermédiaires qui contribue encore à gonfler les courants sud-équatoriaux. Dans l'hémisphère Nord, les courants nord-équatoriaux sont également alimentés par des courants qui descendent en latitude : courant de Californie, courants du Portugal et des Canaries, grossis eux aussi par des phénomènes de soulèvement d'eaux intermédiaires dus aux mêmes causes que dans l'hémisphère Sud. L'origine subpolaire des eaux qui bordent les rives orientales des océans, en même temps que les phénomènes d'*upwelling* qui s'y développent, sont la cause des anomalies négatives de température et de leurs conséquences climatiques.

Lorsqu'elles viennent se heurter aux rives occidentales des océans, les eaux superficielles chaudes transportées par les courants équatoriaux sont déviées, vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud, et se dirigent vers les latitudes moyennes, pour donner ces grands courants que sont le Kuro-Shio dans le Pacifique Nord et le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord, et, pour l'hémisphère Sud, le courant est-australien dans le Pacifique, le courant du Brésil dans l'Atlantique, le courant est-malgache continué par le grand courant des Aiguilles dans l'océan Indien. L'importance des transports d'est en ouest par les courants équatoriaux crée un certain déficit sur les rives orientales des océans, malgré l'apport des eaux des hautes latitudes et des eaux d'*upwelling*. Ce déficit n'est qu'insuffisamment compensé par un contre-courant équatorial portant à l'est, situé entre les courants nord- et sud-équatoriaux. Le contre-courant équatorial n'ayant qu'un faible débit, la différence de niveau entre les rives occidentales et orientales des océans est compensée par un puissant courant de compensation subsuperficiel coulant au-dessus du contre-courant équatorial et du courant sud-équatorial jusqu'à une profondeur variant de 100-150 m à 500-700 m. Ce contre-courant comporte trois veines presque parallèles dans le Pacifique (courant de Cromwell) et dans l'Atlantique (courant de Lomonossov), et deux veines seulement dans l'océan Indien.

— La *circulation dans les couches intermédiaires, profondes et de fond* trouve son origine essentielle dans les eaux superficielles des très hautes latitudes ; celles-ci présentent une forte tendance à l'augmentation de densité, d'une part parce que les températures sont très basses, d'autre part parce que la formation de glace augmente la



▲ *La circulation océanique superficielle (hiver boréal) n'intéresse qu'une couche d'eau de l'ordre de 100 à 200 m, toujours plus mince dans les basses latitudes et plus épaisse dans les mers polaires.*

salinité. Ces eaux de densité élevée ont tendance à tomber le long des talus continentaux des mers polaires et viennent former les eaux profondes et de fond de l'océan mondial. Leurs mouvements sont affectés par la force de Coriolis mais elles peuvent aussi être *canalisées* par certains traits majeurs du relief sous-marin. Les lieux de formation de ces eaux profondes et de fond sont, en fait, très localisés, les deux principaux étant la mer de Weddell et la mer de Ross, en bordure du continent antarctique. Dans les régions polaires Nord, la faible profondeur du détroit de Béring empêche pratiquement les eaux du bassin glacial arctique de s'écouler vers les profondeurs du Pacifique; en revanche, des eaux issues de ce bassin pénétrant dans la mer du Groenland et la mer de Norvège s'écoulent de façon épisodique dans l'Atlantique Nord, par-dessus le seuil qui barre transversalement cet océan depuis la côte est du Groenland jusqu'à la Scandinavie, en passant par l'Islande et les îles Féroé (seuil dont la profondeur n'excède jamais 1 000 m).

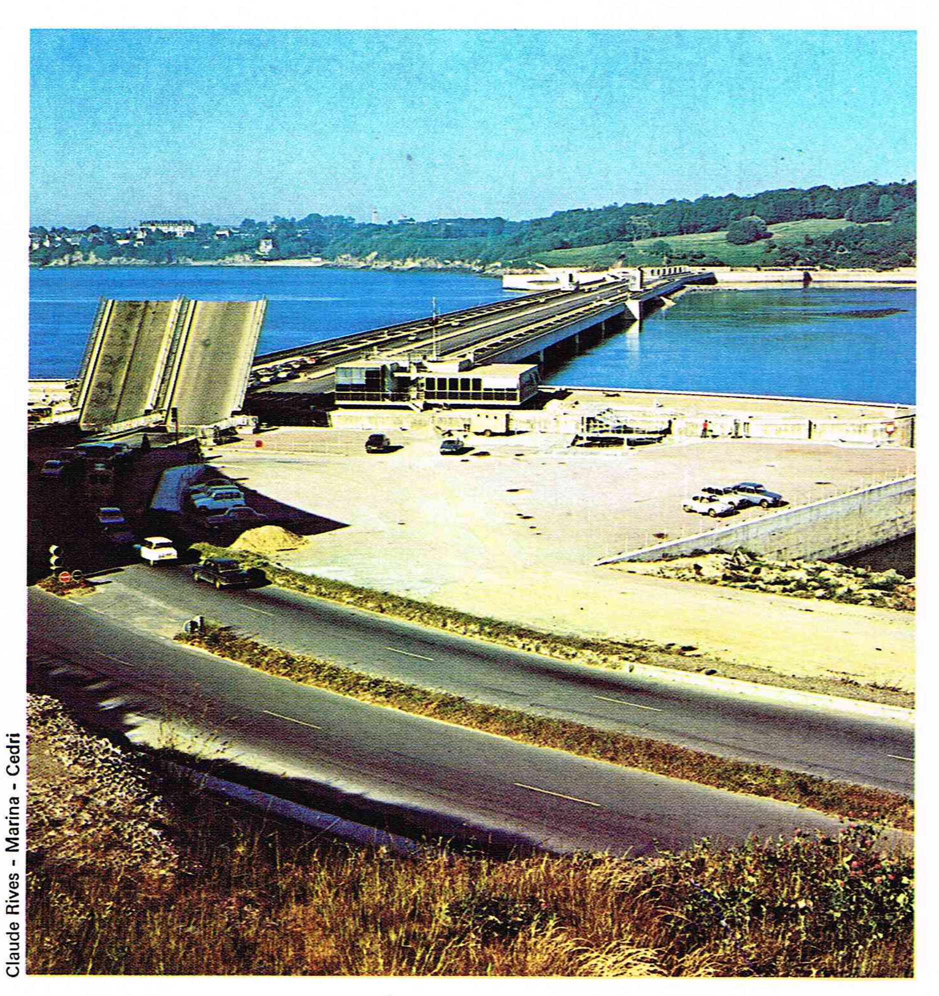
D'une façon générale, les eaux profondes et de fond, issues des centres de formation proches de l'Antarctique, s'écoulent vers le nord, alors que celles qui passent par-dessus le seuil de l'Atlantique Nord s'écoulent vers le sud.

D'autres masses d'eau issues des très hautes latitudes, mais de densité moindre, ne plongent vers les couches intermédiaires qu'au niveau des fronts polaires, situés dans les deux hémisphères entre 50° et 55° de latitudes Nord et Sud, et tendent à descendre en latitude, en même temps qu'elles descendent vers des profondeurs de plus en plus grandes.

Certains mouvements verticaux ont une grande importance. Le refroidissement hivernal des eaux superficielles, dans les mers tempérées, par exemple, accroît la densité des eaux superficielles et provoque des courants de convection assurant un brassage vertical, qui favorise le renouvellement des sels minéraux nutritifs nécessaires à la production végétale au sein de la couche éclairée. Les *upwellings* formés entre la côte et un courant de direction parallèle à celle-ci en sont un autre exemple.

L'énergie dynamique et l'énergie thermique des océans

Constituant 71 % de la surface de la Terre, réservoir de 1,4 milliard de km³ d'eaux absorbant la majeure partie du rayonnement solaire reçu par la planète, perpétuellement animé par les marées, les vagues, la houle et les courants, l'océan mondial représente un important potentiel d'énergie dynamique et d'énergie thermique.



Claude Rives - Marina - Cedri

▲ ***La centrale marémotrice de la Rance.***

La tentation a toujours été forte pour les populations vivant sur les côtes d'essayer de maîtriser à leur profit les forces des marées. Les populations riveraines de l'Atlantique Nord, en Bretagne, en Espagne, en Grande-Bretagne, ont mis en œuvre, dès le Moyen Age et jusqu'au développement de l'âge industriel, des moulins à marée entraînés par le flux et le reflux de la mer dans un estuaire ou dans une baie.

On a vu que l'amplitude de ces mouvements est considérablement augmentée par des phénomènes de résonance. Les sites où les phénomènes se produisent sont en nombre très limité dans le monde. Leur équipement assez dispendieux et leur faible rendement, comparé à celui des centrales thermiques classiques ou nucléaires, justifieraient l'installation d'usines marémotrices destinées à la production d'électricité seulement dans des zones actuellement non desservies par les réseaux existants.

La centrale française de l'estuaire de la Rance, mise en service en 1966, comprend vingt-quatre groupes bulbes, ayant, chacun, une puissance nominale de dix mégawatts. En raison des heures de marées, et malgré un fonctionnement flux-reflux, grâce aux cent quatre-vingts millions de mètres cubes du bassin de retenue, l'énergie produite par an est de l'ordre de cinq cents millions de kilowatts-heures, contre cinq milliards de kilowatts-heures pour une centrale nucléaire de mille mégawatts. Son grand intérêt est de ne consommer aucun combustible et d'utiliser des forces toujours renouvelées n'engendrant aucune nuisance.

Plusieurs pays envisagent l'installation de centrales marémotrices. Ce sont : la Grande-Bretagne, dans l'estuaire de la Severn ; l'Union soviétique, en mer Blanche et en mer de Barents ; les États-Unis, dans la baie de Cook, en Alaska, et, en collaboration avec le Canada, dans la baie de Fundy, entre les côtes américaines du Maine et les côtes canadiennes de la Nouvelle-Écosse. Ce dernier site est, à tous égards, le plus exceptionnel que l'on puisse trouver au monde.

La structure des eaux de l'océan mondial permet d'imaginer un procédé fondamentalement simple, mais de réalisation technique peu aisée pour une production d'énergie. Il s'agit d'utiliser la différence de températures entre les eaux chaudes de surface et les eaux froides du fond. Georges Claude fut, entre les deux guerres mondiales, le promoteur du captage de « l'énergie thermique des mers ».

Les eaux profondes des océans, d'une température variant entre 0 et 5 °C, sont formées dans les régions polaires en raison du phénomène de plongée des eaux froides et denses, et se répandent sur les fonds en fonction de la circulation océanique mondiale.

Dans la ceinture tropicale, les eaux de surface peuvent atteindre une température de 25 à 30 °C. L'écart de température entre les eaux de fond et les eaux de surface peut donc varier entre 20 et 30 °C.

Dans une machine thermodynamique utilisant cet écart, on cherchera à soumettre l'eau chaude de surface à une pression lui permettant de se vaporiser dans un évaporateur. Cette vapeur passera par une turbine avant d'être condensée dans un condensateur refroidi par une circulation des eaux de fond, à une pression trois fois plus faible que celle qui règne dans l'évaporateur. La différence de pression ainsi obtenue est suffisante pour entraîner un turbo-alternateur produisant de l'énergie électrique.

Une partie de l'énergie produite est utilisée pour pomper l'eau de fond. On remarquera sur ce point que la structure volcanique et corallienne des îles du Pacifique permet de trouver les eaux profondes à proximité immédiate des côtes, et de faire émerger la conduite de pompage en eaux calmes, à l'intérieur d'un lagon. Le débit de pompage nécessaire est de l'ordre du mètre cube par seconde, pour une production de 400 kW. Le rendement d'un tel système est faible et ne saurait dépasser 7 à 8 %. Mais sur le plan économique et dans les conditions particulières des îles ou côtes situées dans la ceinture tropicale, cette faiblesse ne présente pas un grand inconvénient, puisque *l'installation n'utilise aucun combustible* dont le coût oblige à rechercher un rendement maximal.

Jusqu'à présent, les difficultés techniques, notamment celles de la tenue à la mer d'une conduite de pompage profond des eaux froides, ont empêché la réalisation d'installations d'utilisation de l'énergie thermique des mers. La solution de ces difficultés est, par ailleurs, nécessaire pour enrichir en éléments minéraux contenus dans les eaux profondes les eaux tropicales de surface, où peuvent se développer les élevages d'animaux marins (programmes d'aquaculture).

Les océans captent la majeure partie de l'énergie solaire reçue par la Terre. Ils sont un immense réservoir de chaleur renouvelé en permanence, et peuvent apporter à l'humanité le bénéfice d'une énergie thermodynamique perpétuellement renouvelée.

BIBLIOGRAPHIE

BEHRMAN D., *The New World of the Oceans,* Little Brown, 1969. - BENOIT C., *les Ressources des océans,* Eyrolles, 1976. - COULMY D., PAGE J.-P., *les Ressources des océans, mythe ou réalité ?* Presses de la cité, 1974. - COULOMB J., *l'Expansion océanique et la Dérive des continents,* P.U.F., 1969. - DEFANT A., *Physical Oceanography,* Pergamon, 1961. - FAIRBRIDGE W., *The Encyclopedia of Oceanography,* Reinhold, 1969. - GUILCHER A., *Précis d'hydrologie,* Masson, 1971. - HILL M. N., *The Sea,* J. Wiley, 1962. - IVANOFF A., *Introduction à l'océanographie. Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer,* Vuibert, 1975. - LACOMBE H., *Cours d'océanographie physique,* Gauthier-Villars, 1965. - LACOMBE H., *les Énergies de la mer,* P.U.F., 1968. - LE PICHON X., FRANCHETEAU J., BONNIN J., *Plate Tectonics,* Elsevier, 1973. - LE PICHON X., PAUTOT G., *le Fond des océans,* P.U.F., 1976. - PÉRÈS J.-M., *Clefs pour l'océanographie,* Seghers, 1972. - RIFFAUD C., *Demain, la mer,* L'École des loisirs, 1972. - RIFFAUD C., LE PICHON X., *Opération Famous,* Albin Michel, 1975. - SHEPARD P., *The Earth Beneath the Sea,* John Hopkins Press, 4e éd., 1967. - TARLING D. H. et D. M. P., *Continental Drift,* Bell and Sons, 1971. - *Grande Encyclopédie « Alpha » : La Mer. - Les Grands Dossiers « Alpha » de la Mer.*

LEXIQUES D'ASTRONOMIE ET DE PHYSIQUE DU GLOBE

SUPPLÉMENTS AU VOLUME XI DE LA GRANDE ENCYCLOPÉDIE ALPHA DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

ABRÉVIATIONS

adj.	adjectif	*n.*	nom	*par ext.*	par extension
ex.	exemple	*p. ex.*	par exemple	*syn.*	synonyme

ASTRONOMIE

A-B

aberration (temps d'). La direction apparente d'un astre du système solaire est celle qui correspond au moment de l'émission de la lumière. On tient compte de cet effet en calculant le temps que met la lumière pour parcourir la distance D qui nous sépare de l'astre. Ce temps $t = \frac{D}{c}$ est le temps d'aberration (*c*, vitesse de la lumière). Pour le Soleil, il est de 499 secondes. La position observée du Soleil est celle qu'il occupait 499 secondes plus tôt.

aberration des étoiles. Déplacement apparent des étoiles dû à la vitesse relative des étoiles et de l'observateur. La seule aberration observable est celle due au mouvement orbital de la Terre. Cet effet produit un petit déplacement apparent sur une orbite elliptique parallèle à l'écliptique et ayant 20″,49 de demi-grand axe. Cet effet ne doit pas être confondu avec le mouvement propre. Il est perpendiculaire à cet effet et indépendant de la distance.

accélération. *n.* Taux de variation de la vitesse par unité de temps. Un corps de masse *m* soumis à une force F subit une accélération $\gamma = \frac{F}{m}$.

activité solaire. Le Soleil présente de façon permanente des taches, des éruptions, des facules. Cet ensemble de phénomènes porte le nom d'activité solaire. Elle est souvent mesurée par le nombre de Wolf. Elle varie avec une période de 11 ans.

aérolithe. *n.* Pierre tombée du ciel. Syn. de *météorite*.

âge des amas. La forme des diagrammes de Russell-Hertzsprung permet d'estimer l'âge des amas stellaires. Voir *évolution stellaire*.

albédo *n.* ou **albédo de Bond** ou **albédo intégral.** Il mesure la fraction de la lumière du Soleil qui est rediffusée par une planète. L'albédo de la Lune est de 0,07 : la Lune ne diffuse que 7 % de la lumière solaire qui tombe sur elle.

amas galactiques. Nom attribué quelquefois aux *amas ouverts*.

amas de galaxies. Ensembles de plusieurs dizaines ou centaines de galaxies situées au même endroit de l'Univers et ayant une structure analogue aux amas stellaires ouverts de la Galaxie, mais à une échelle beaucoup plus grande.

amas globulaires. Amas formés par des centaines de milliers d'étoiles de population II (vieilles). Ils sont répartis autour de la Galaxie dans un système presque sphérique et forment une partie importante du halo galactique. On connaît auss ides amas globulaires dans les galaxies extérieures.

amas ouverts. Amas stellaires formés de quelques dizaines à quelques centaines d'étoiles. Situés dans les bras spiraux de la Galaxie, les amas stellaires sont des amas d'étoiles jeunes (population I).

amas stellaires. Ensembles d'étoiles groupées dans une région de la Galaxie et évoluant ensemble. Ils sont divisés en amas ouverts et amas globulaires.

angle horaire. Voir *coordonnées horaires*.

angle de phase d'une planète. Angle ayant pour sommet le centre de la planète et pour côtés les directions du centre du Soleil et de la Terre. Il permet de calculer la phase apparente de l'astre. Pour la Nouvelle Lune, l'angle de phase est nul. Pour Mars, l'angle de phase maximal est inférieur à 40°.

année. *n.* Intervalle de temps qui correspond à une révolution de la Terre autour du Soleil. Cette définition doit être précisée : voir les définitions suivantes.

année anomalistique. Intervalle de temps qui sépare deux passages successifs de la Terre par le périhélie. L'année anomalistique vaut 365,259 6 jours.

année bissextile. Année de 366 jours qui comprend un 29 février.

année julienne. Année de 365,25 jours exactement. Elle est souvent utilisée dans les calculs astronomiques.

année de lumière (a.d.l.). Unité de longueur astronomique qui est quelquefois utilisée (c'est le parcours qu'effectue la lumière en une année). Une a.d.l. vaut 9,461 0[12] km. Un parsec vaut 3,26 a.d.l.

année sidérale. L'année sidérale est l'intervalle de temps qui sépare deux passages successifs du Soleil par le point vernal fixe. L'année sidérale de 365,256 36 jours est la période qui commande la conjonction du Soleil avec les étoiles.

année tropique. L'année tropique est l'intervalle de temps qui sépare deux passages successifs du Soleil par le point vernal mobile, donc affecté de la précession. L'année tropique, de 365,242 199 jours, commande les saisons.

anomalie. *n.* L'*anomalie vraie* est l'angle que fait la direction héliocentrique d'une planète avec la direction du périgée. Pour la commodité des calculs, les astronomes introduisent deux notions supplémentaires : l'*anomalie moyenne,* qui augmente uniformément avec le temps, et l'*anomalie excentrique,* qui intervient dans les formules de Kepler.

apex solaire. Point de la sphère céleste vers lequel se dirige le Soleil en prenant comme système de référence l'ensemble des étoiles proches de celui-ci. L'apex est situé dans la constellation d'Hercule $\alpha = 271°$ $\delta = 30°$, la vitesse du Soleil vers l'apex est S = 19,7 km/s.

aphélie, apoastre, apogée. C'est le sommet le plus éloigné de l'ellipse que décrit un corps céleste autour d'un centre d'attraction. L'*aphélie* est le point où se trouve la Terre ou une planète. L'*apogée* est le point où se trouve alors le Soleil dans son mouvement relatif au tour de la Terre. L'*apoastre* correspond à un astre quelconque; l'opposé est le périastre.

aplanétique. *adj.* Un instrument d'optique est aplanétique lorsqu'il ne présente pas d'aberration hors de l'axe (coma). Le télescope de Ritchey-Chrétien est aplanétique.

ascension droite. Voir *coordonnées célestes équatoriales*.

astéroïde. *n.* Voir *petite planète*.

astrolabe. *n.* Instrument qui sert à observer la position des astres. De nombreux types d'astrolabes anciens ont été utilisés. Un astrolabe moderne et très précis est l'astrolabe à prisme de A. Danjon.

astrologie. *n.* Art illusoire pour déterminer le destin des hommes par la position des astres.

attraction universelle. Voir *Newton (loi de)*.

avance du périhélie de Mercure. La longitude du périhélie de la planète Mercure n'est pas fixe mais augmente de 5″,7 par an. La plus grande partie est expliquée par les *perturbations*. Le résidu de 0″,425 par an n'est expliqué que par la Relativité généralisée.

azimut. *n.* Voir *coordonnées horizontales*.

bras spiraux. De nombreuses galaxies montrent des condensations d'étoiles et de nébuleuses gazeuses en forme de spires. Ces bras spiraux s'échappent soit d'une condensation centrale soit d'une barre.

C

cadran solaire. Instrument permettant de déterminer le temps solaire vrai par la position de l'ombre portée d'un stylet.

calendrier. *n.* Ordonnance des jours en périodes d'une année. Les calendriers solaires essayent d'adopter l'année tropique : calendriers julien et grégorien. Les calendriers luni-solaires tentent de garder des mois lunaires de 29,5 jours, mais ils introduisent des mois supplémentaires pour harmoniser ce calendrier avec l'année tropique.

calendrier grégorien. Institué en 1582 à partir du 15 octobre 1582 (20 décembre pour la France). Une période de 400 ans ne comprend que 99 années bissextiles. L'année grégorienne vaut 365,242 5 jours.

calendrier julien. Ce calendrier, institué par Jules César en 46 avant J.-C., est valable jusqu'au 4 octobre 1582. L'année julienne comporte exactement 365,25 jours. Une année sur quatre est bissextile.

caméra électronique. Dispositif dont le principe a été établi par A. Lallemand. Il permet d'augmenter l'énergie des photons tout en gardant une image. L'image optique est reçue sur une photocathode qui émet des électrons. Ceux-ci sont accélérés et concentrés sur une plaque nucléaire par une optique électronique. Le gain de luminosité peut atteindre un facteur 100.

canaux de Mars. Les observateurs du début du XXe siècle ont cru discerner sur Mars des lignes droites, qu'ils ont interprétées comme des canaux. Il s'agit d'une illusion d'optique : aucun canal n'a été retrouvé sur les photographies spatiales.

catalogue stellaire. Un catalogue d'étoiles est une liste plus ou moins importante de coordonnées précises d'étoiles. Un catalogue est fondamental lorsqu'il correspond à des mesures de haute précision. Il existe aussi des catalogues comportant, en plus, des données d'astrophysique : types spectraux, magnitudes, couleurs, vitesses radiales, etc.

ceinture de Van Allen. La Terre est entourée par deux ceintures présentant la forme de deux grands tores ayant pour plan de symétrie l'équateur magnétique, et qui contiennent des particules de haute énergie. Elles sont alimentées par le vent solaire et se déchargent dans l'atmosphère sous forme d'aurores polaires. La ceinture interne est située à une altitude de l'ordre de 3 000 km, la ceinture externe à 18 000 km.

centre actif solaire. Ensemble des perturbations groupées autour d'une ou de plusieurs taches, accompagnées de facules et de protubérances.

centre de la Galaxie. Le centre de notre système, la Galaxie, est situé dans le Sagittaire à 9 000 parsecs de distance. C'est certainement un objet très lumineux mais il est caché à notre vue par des nuages absorbants. Il est une source radioastronomique très intense, nommée Sagittaire A.

centre de gravité. Point d'application de la résultante des forces de pesanteur à laquelle est soumis un corps. Il se calcule par la géométrie lorsqu'on connaît la valeur des masses de tous les points. Pour un corps indéformable, il reste fixe pendant le mouvement.

céphéide. *n.* Étoile variable dont l'éclat varie très régulièrement en fonction du temps. δ Céphée a donné son nom à ce type d'étoile variable. La variation s'explique par une pulsation de l'étoile qui est accompagnée par une variation de température.

cercles polaires. Sur la Terre, deux cercles aux latitudes $\pm$ 66°33′. Au nord ou au sud de ces cercles, le Soleil n'apparaît pas pendant l'hiver correspondant. (La valeur 66°33′ = 90° — 23°27′, où 23°27′ est l'inclinaison de l'écliptique.)

chevelure ou **coma.** *n.* Partie d'une comète qui entoure directement le noyau et dont s'échappent les deux queues de gaz et de poussières.

chromosphère. *n.* Partie de l'atmosphère solaire qui se manifeste par l'absorption des raies atomiques. En fait, la chromosphère n'a pas de limite bien nette : elle est intermédiaire entre la photosphère et la couronne mais il n'y a pas de discontinuités nettes entre ces couches.

classification spectrale. Opération qui consiste à classer les spectres stellaires d'après leurs raies d'absorption. Les classes spectrales principales sont O, B, A, F, G, K, M, mais quelques étoiles froides sont classées R, N ou S.

clepsydre. *n.* Instrument permettant de mesurer l'écoulement du temps par celui d'un filet d'eau. C'est l'analogue du sablier où le sable a été remplacé par de l'eau.

comète. *n.* Astre du système solaire décrivant une orbite parabolique ou elliptique fortement allongée, et qui n'est visible que lorsqu'il est près du Soleil. Il est alors formé d'une chevelure et d'une queue.

compagnon. *n.* Dans une étoile double, on nomme compagnon l'étoile la plus faible si elle est beaucoup moins brillante que l'étoile principale.

comput ecclésiastique. Règle qui permet de déterminer la date de Pâques à l'aide d un certain nombre de lettres, dont le calcul est précisé par des règles : Lettre dominicale, Épacte, Nombre d'or, etc.

conjonction. *n.* Deux astres sont en conjonction lorsqu'ils ont même longitude céleste. La conjonction sera *géocentrique* ou *héliocentrique* suivant que l'observateur est situé au centre de la Terre ou du Soleil. Pour une planète inférieure (Vénus ou Mercure), la conjonction sera dite *inférieure* si la planète est plus proche que le Soleil, et *supérieure* dans le cas inverse.

constellation. *n.* Les Anciens ont classé les étoiles en figures symboliques que nous avons gardées. L'Union Astronomique Internationale a fixé les limites des constellations. *Ex.* Grande Ourse, Orion.

coordonnées célestes équatoriales. Dans ce système, le plan de référence est l'équateur et son pôle P. Considérons le grand cercle passant par le pôle P et l'astre A. Son intersection avec l'équateur est *a*. Par définition, l'ascension droite α de l'astre est l'angle γa entre le point vernal γ et *a*. γa est compté dans le sens direct entre 0 et 24 heures. La déclinaison est l'angle *a*A.

coordonnées écliptiques. Dans ce système, le plan de référence est l'écliptique et son pôle Q. Considérons le grand cercle passant par le pôle Q et l'astre A. Son intersection avec l'écliptique est *a*. Par définition, la longitude L de l'astre est l'angle γa entre le point vernal γ et *a*. γa est compté dans le sens direct. La latitude de l'astre est *a*A.

coordonnées galactiques. Dans ce système, le plan de référence est le plan galactique et son pôle G. Considérons le grand cercle passant par G et l'astre A, son intersection avec le plan galactique est *a*. La longitude galactique est l'angle C*a*, où C est le centre de la Galaxie, situé dans le Sagittaire. C*a* est compté dans le sens direct ; *a*A est la latitude galactique.

coordonnées géographiques. Dans ce système, le plan de référence est le plan équatorial de la Terre et son pôle P. Considérons le grand cercle passant par P et le lieu géographique A. Son intersection avec le plan équatorial est *a*. La longitude géographique est l'angle G*a*, où G est le point correspondant au grand cercle passant par Greenwich. On compte la longitude vers l'est ou l'ouest. La latitude géographique est l'angle que fait la verticale du lieu avec le plan de l'équateur. Rappelons que la verticale du lieu ne passe pas par le centre de la Terre.

coordonnées horaires. Dans ce système, le plan de référence est le plan équatorial céleste et son pôle P. Considérons le grand cercle passant par l'astre A et coupant l'équateur en *a*. L'angle horaire est l'angle S*a*, où S est le point d'intersection du méridien avec l'équateur. S*a* est compté en heures dans le sens rétrograde. L'angle *a*A est la déclinaison.

coordonnées horizontales. Dans ce système, le plan de référence est le plan horizontal et le zénith Z. Considérons le cercle vertical passant par Z et l'astre A ; son intersection avec l'horizon est *a*. L'azimut *a* est l'angle S*a* compté dans le sens rétrograde, où S est le point sud et la hauteur *h* est *a*A. Son complément Z*a* est la distance zénithale.

coronographe. *n.* Instrument qui permet d'observer la couronne solaire en dehors des éclipses de Soleil.

cosmologie. *n.* Science qui étudie les lois générales gouvernant l'Univers. La cosmologie s'intéresse plus particulièrement à l'évolution de l'Univers, à la formation des galaxies et essaye d'interpréter les faits d'observation : le décalage vers le rouge des raies spectrales notamment.

couronne solaire. Partie extérieure de l'atmosphère solaire s'étendant à plusieurs rayons du Soleil. Très ténue et très chaude, la couronne n'est visible directement que pendant les éclipses totales de Soleil.

crépuscule. *n.* Durée qui s'écoule entre le coucher du Soleil et le moment où la hauteur du Soleil au-dessous de l'horizon atteint une certaine valeur : 6° pour le *crépuscule civil*, 12° pour le *crépuscule aéronautique* et 18° pour le *crépuscule astronomique*. Dans ce sens, ces durées du crépuscule sont aussi valables pour l'aurore.

culmination. *n.* Moment où un astre passe au méridien. Sa hauteur est alors maximale.

cycle de Beethe. L'énergie du Soleil provient de la fusion de l'hydrogène en hélium 4H $\rightarrow$ He + Énergie. Dans un certain nombre d'étoiles, cette réaction n'est pas directe mais se fait par l'intermédiaire d'atomes de C et N qui se retrouvent à la fin de la réaction et agissent comme les catalyseurs en chimie. Ce cycle porte également le nom de *cycle du carbone*.

cycle solaire. Période d'environ 11 ans qui régit l'activité solaire. La vraie période est le double (22 ans) pour tenir compte de l'inversion de la polarité des taches.

D

déclinaison. *n.* Voir *coordonnées célestes équatoriales*.

diagramme-papillon. Représentation de la position des taches solaires sur le disque en fonction du temps. Chaque tache est représentée sur un graphique où la latitude solaire est portée en abscisses et la date d'apparition en ordonnées. Au cours d'un cycle solaire, ces points se groupent en figures qui ont l'aspect des ailes d'un papillon.

diagramme RH ou **de Russell-Hertzsprung.** Diagramme dans lequel on porte le type spectral des étoiles ou leurs couleurs en abscisses et la magnitude absolue en ordonnées (en valeur décroissant vers le haut). Les étoiles ne remplissent pas tout l'espace mais y forment des familles : série principale, géantes, supergéantes et naines blanches.

diamètre apparent. Angle sous lequel on voit un astre : le Soleil, la Lune, les planètes. Le diamètre apparent du Soleil est très sensiblement égal à 32′.

direct. *adj.* **(mouvement).** Le sens direct est le sens qui correspond au mouvement apparent du Soleil et donc opposé au sens des aiguilles d'une montre. En trigonométrie, on a l'habitude de compter les angles dans le sens direct, qui est aussi nommé le *sens trigonométrique*.

distance angulaire. Angle que forment les directions qui joignent l'observateur à deux points de la sphère céleste. A l'élongation, la distance angulaire de Mercure au Soleil atteint 23°.

distance zénithale. Voir *coordonnées horizontales*.

Doppler-Fizeau (principe ou effet). Énoncé par Doppler et expliqué par Fizeau, ce principe permet de calculer les longueurs d'onde ou les fréquences perçues par un observateur mobile par rapport à la

source. Pour les petites vitesses, on démontre que la variation de longueur d'onde est :

$$\lambda - \lambda_0 = \frac{v}{c}.$$

En Relativité, on démontre une formule plus complexe qui ne dépend que de la vitesse relative. Voir *vitesse radiale*.

E-F

éclat stellaire. Éclairement produit par un astre sur une surface perpendiculaire à ses rayons. L'éclat stellaire dépend à la fois de l'éclat intrinsèque et de la distance de l'astre.

éclipse annulaire de Soleil. Éclipse de Soleil pour laquelle le diamètre apparent de la Lune est plus petit que celui du Soleil ; cela arrive lorsque la Lune se trouve à son apogée ; il subsiste au moment du maximum de l'éclipse un petit anneau de Soleil.

éclipse de Lune. Diminution de l'éclat de la Lune lorsqu'elle passe dans les cônes d'ombre et de pénombre situés derrière la Terre et à l'intérieur desquels la lumière solaire est absente (cône d'ombre) ou fortement diminuée (cône de pénombre).

éclipse de Lune partielle. Une éclipse de Lune est partielle lorsqu'à son maximum la Lune ne pénètre que partiellement dans le cône d'ombre.

éclipse de Lune par la pénombre. Une éclipse est dite éclipse par la pénombre quand la Lune ne pénètre que dans le cône de pénombre. Une telle éclipse peut aussi être partielle ; elle est alors à peine visible.

éclipse de Lune totale. Une éclipse de Lune est totale lorsqu'à son maximum la Lune pénètre complètement dans le cône d'ombre.

éclipse partielle de Soleil. A un moment donné, l'éclipse n'est totale que dans une petite région de la Terre. Mais dans des régions étendues voisines, la Lune cache une partie du Soleil : il s'agit d'une éclipse partielle.

éclipse totale de Soleil. Une éclipse de Soleil est totale lorsque le Soleil disparaît complètement derrière la Lune. Ce phénomène n'est visible, à un moment donné, que d'une petite région de la Terre. Cette zone se déplace et décrit une bande étroite sur la Terre.

écliptique. *n.* Grand cercle que décrit le Soleil sur la sphère céleste. L'écliptique est incliné de 23°27′ sur l'équateur céleste. Le point d'intersection où se trouve le Soleil au printemps est le point vernal (♈). On désigne aussi sous le nom d'écliptique le plan de la trajectoire de la Terre autour du Soleil.

ellipse. *n.* Courbe fermée, obtenue par la section d'un cône par un plan. L'ellipse peut aussi être obtenue par la projection d'un cercle. Dans leur mouvement autour du Soleil, les planètes décrivent des ellipses dont l'un des foyers est occupé par le Soleil.

élongation. *n.* ou **plus grande élongation.** Position d'une planète inférieure, Mercure ou Vénus, au moment où cet astre est à la plus grande distance angulaire apparente du Soleil. Pour cette planète, la Terre et le Soleil sont en quadrature. La planète est alors « étoile du soir » à l'élongation Est, « étoile du matin » à l'élongation Ouest.

émersion. *n.* Au cours d'une occultation, moment précis où l'étoile reparaît après être passée derrière la Lune. L'émersion est aussi le moment où une planète sort du disque solaire après un passage devant le disque.

éphémérides. *n.* Tables de prévisions des phénomènes célestes, obtenues par les calculs de la mécanique céleste.

équateur. *n.* 1° Plan perpendiculaire à la ligne des pôles et passant par le centre de la Terre. 2° **équateur céleste.** Grand cercle de la sphère céleste perpendiculaire à la ligne des pôles. (L'équateur céleste passe par l'observateur O.)

équation de temps. Correction qu'il faut ajouter au temps solaire vrai pour obtenir le temps solaire moyen uniforme.

équinoxe. *n.* Chacune des deux époques de l'année où les longitudes du Soleil sont de 0° (équinoxe de printemps, 21 mars) et de 180° (équinoxe d'automne, 22 septembre). La durée du jour est alors égale à celle de la nuit. La déclinaison du Soleil est nulle.

éruption solaire. Émission de matière ionisée, souvent observée dans les centres actifs du Soleil. Sur le bord du Soleil, elles forment les protubérances ; elles alimentent le vent solaire en particules.

espace interstellaire. Espace entre les étoiles et qui contient des atomes isolés, des molécules et des grains de poussière.

étoile double. Système de deux étoiles liées physiquement et tournant autour de leur centre de gravité.

étoile double à éclipse. Étoile double serrée et dont le plan orbital passe sensiblement par l'observateur de sorte que les deux étoiles s'éclipsent mutuellement. Une étoile double à éclipse est en général aussi une *étoile double spectroscopique.*

étoile double spectroscopique. Étoile double très serrée qu'on ne peut pas séparer par l'observation télescopique directe mais dont le mouvement orbital est observable, avec un spectroscope, par l'oscillation des raies spectrales.

étoile double visuelle. Étoile double qu'on peut séparer visuellement en l'examinant avec une lunette ou un télescope.

étoile à enveloppe. Étoile, entourée d'une enveloppe gazeuse assez étendue, qui se manifeste par des raies d'émission dans le spectre. On a restreint l'usage de ce nom aux astres pour lesquels les enveloppes ne sont pas directement visibles, comme les nébuleuses planétaires.

étoile filante. Météore de faible éclat dû au passage d'une petite météorite dans l'atmosphère terrestre.

étoile géante. Étoile de type spectral G0 à M5, environ 100 à 1 000 fois plus lumineuse que le Soleil et ayant un diamètre beaucoup plus grand que celui-ci. Ces étoiles sont peu abondantes.

étoile naine ou **de la série principale.** Étoile normale dont les conditions physiques sont analogues à celles du Soleil. Elles sont situées sur la diagonale du diagramme RH.

étoile à neutrons. Étoile hyperdense constituée par des neutrons. Les pulsars sont probablement des étoiles à neutrons.

étoile pulsante. Étoile variable dont le diamètre varie de façon périodique avec le temps. Les Céphéides, mais aussi les étoiles du type Mira Ceti, sont de ce type.

étoile supergéante. Étoile 500 000 fois plus brillante que le Soleil et de diamètre considérable. Ce sont des étoiles en pleine évolution dont les types spectraux vont de B à K. Elles sont très peu nombreuses.

étoile temporaire. Nom général des *novae* et *supernovae,* qui sont des étoiles dont l'éclat est subitement multiplié par un facteur allant de 1 000 à 10 millions.

étoile variable. Étoile dont l'éclat varie en fonction du temps. Les causes de variation sont diverses : éclipses, étoiles pulsantes, etc.

étoile variable à longue période. Étoile pulsante froide des types spectraux M,S ou R,N et présentant une variation d'éclat assez régulière à longue période.

étoile de Wolf-Rayet. Étoile très chaude entourée d'une atmosphère animée de mouvements rapides. Ces étoiles, peu nombreuses, sont caractérisées par un spectre de raies d'émission larges.

évection. *n.* Une des *inégalités* du mouvement de la Lune. Elle a une période de 31,812 jours et produit une avance ou un retard de 2h 20 mn de la Lune sur son orbite.

évolution stellaire. Ensemble des mécanismes par lesquels les étoiles naissent et meurent. La théorie de l'évolution stellaire a fait de grands progrès en permettant l'explication des diagrammes de Russell-Hertzsprung des étoiles des diverses populations.

excentricité. *n.* Nombre *e* qui caractérise l'aplatissement d'une ellipse. C'est le rapport de la distance du foyer au centre au demi-grand axe. $e = 0$ pour le cercle ; $e = 1$ pour la parabole.

expansion de l'Univers. L'observation montre que les spectres des nébuleuses extragalactiques sont décalés vers le rouge. Ce décalage augmente avec la magnitude et donc avec la distance de ces galaxies. Hubble a montré que l'ensemble de ces faits pouvait s'expliquer par une expansion de l'Univers avec des vitesses proportionnelles à la distance.

facules. *n.* Régions plus claires qui entourent les taches solaires. Les facules correspondent aux éruptions solaires.

fuseaux horaires. La surface de la Terre est découpée en 24 fuseaux de 15° de large dont le fuseau central est centré sur Greenwich ; il va des longitudes E = 7°30′ à W = 7°30′. En principe, l'heure est la même pour tous les lieux situés à l'intérieur d'un fuseau. Des raisons pratiques ont amené les divers pays à adapter les fuseaux à la géographie locale.

G-H

Galaxie. *n.* La nébuleuse spirale dans laquelle se trouve notre Soleil. La Voie Lactée est sa trace sur la sphère céleste. Notre Galaxie est formée de 120 milliards d'étoiles.

galaxie. *n.* Nom commun désignant des ensembles stellaires comprenant des milliards d'étoiles et analogues à notre système local, la Galaxie. On connaît des *galaxies à structure spirale* (nébuleuses spirales), des *galaxies elliptiques* et des *galaxies irrégulières.*

galaxies irrégulières. Galaxies qu'on ne peut classer ni parmi les spirales ni parmi les galaxies elliptiques. *Ex.* Le Petit Nuage de Magellan.

gnomon. *n.* Cadran solaire comprenant une tige verticale dont la longueur de l'ombre est observée sur un plan horizontal. Instrument très utilisé dans l'Antiquité. La *gnomomique* est l'art de construire des cadrans solaires.

grains de riz ou **granulation.** Sur de très bonnes images, on aperçoit sur la surface solaire une granulation présentant des grains de 1 à 2″ de diamètre et ayant des durées de vie de l'ordre de quelques minutes. Cet aspect fait penser à des grains de riz, ce qui explique le nom qui lui est donné.

grandeur d'une éclipse de Lune. Rapport de la distance du bord de la Lune éclipsée, au centre de l'ombre, au diamètre apparent de la Lune. Ce nombre est supérieur à 1 ; si l'éclipse est totale, il peut atteindre 1,8. La grandeur d'une éclipse partielle est inférieure à 1.

grandeur maximale d'une éclipse de Soleil. La grandeur d'une éclipse dépend essentiellement du lieu d'observation. La grandeur maximale est celle qui correspond à l'endroit de la Terre où l'éclipse est maximale. C'est le rapport, au moment du phénomène, du diamètre apparent de la Lune à celui du Soleil. La grandeur maximale est légèrement supérieure à 1 pour les éclipses totales et légèrement inférieure à 1 pour les éclipses annulaires.

granulation. *n.* Voir *grains de riz.*

grosses planètes. On désigne ainsi Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune, dont les volumes sont beaucoup plus grands que celui de la Terre.

halo galactique. Volume entourant la Galaxie et peuplé de quelques étoiles et d'amas de population II (ancienne). Le halo galactique est sensiblement un ellipsoïde centré sur la Galaxie et ayant 30 000 parsecs de diamètre dans le plan galactique et 20 000 parsecs d'épaisseur.

hauteur. *n.* Voir *coordonnées horizontales.*

héliographe. *n.* Instrument utilisé pour la photographie du Soleil.

heure. *n.* Ce terme a de nombreuses significations. Du point de vue astronomique, c'est une unité d'angle qui vaut 15°. *Par ext.,* c'est l'angle horaire du Soleil qui sert à la mesure du temps.

horoscope. *n.* Étude de la position des astres au moment de la naissance d'un homme, dont l'astrologue prétend déduire sa destinée.

Hubble (constante de). Taux d'augmentation de l'expansion par mégaparsec. Sa valeur est difficile à déterminer. Les premières valeurs étaient de l'ordre de 200, puis de 100, et actuellement on pense que la valeur est de l'ordre de 60 km/s/Mpc. Son inverse a la signification d'un temps et est quelquefois assimilé à l'âge de l'Univers. Voir *expansion de l'Univers.*

I-J-K

immersion. *n.* Au cours d'une occultation, moment précis où l'étoile disparaît derrière la Lune. Dans le cas d'un passage d'une planète devant le Soleil, c'est aussi le moment où la planète commence à passer sur le disque solaire.

inclinaison de l'écliptique. Angle de 23°27′ que fait l'écliptique avec l'équateur.

inclinaison d'une orbite. Angle que fait le plan de l'orbite avec le plan de l'écliptique.

inégalité. *n.* Lorsque le mouvement keplerien d'un astre est soumis à des *perturbations,* on peut représenter le mouvement en ajoutant au mouvement keplerien des termes périodiques nommés inégalités. Ainsi, l'*évection* est une inégalité du mouvement de la Lune de 31,81 jours de période et de 1°19′ d'amplitude.

interféromètre. *n.* Instrument de physique qui utilise les propriétés vibratoires des ondes électromagnétiques en réalisant la superposition de faisceaux. On construit sur ce principe des spectrographes (interféromètres de Michelson, de Pérot Fabry) ou des instruments de haute résolution (interféromètres radioastronomiques en particulier).

ionisation. *n.* Mécanisme par lequel, sous l'action d'un choc ou d'une différence de potentiel, un atome ou une molécule perd un ou plusieurs électrons.

ionosphère. *n.* Partie de l'espace qui entoure un corps céleste où se trouve de la matière ionisée. Dans le cas de la Terre, région de l'atmosphère située au-delà de 50 km d'altitude.

jour. *n.* 1° Au sens propre, intervalle de temps pendant lequel le Soleil est levé. 2° *En astronomie :* intervalle entre deux passages du Soleil au méridien du lieu.

jour sidéral. Intervalle de temps qui sépare deux passages successifs du point vernal au méridien du lieu. Le jour sidéral a une durée de 23 h 56 mn 4 s de temps solaire moyen.

jour solaire moyen. Intervalle de temps entre deux passages du Soleil moyen au méridien. Le jour moyen est constant, mais il n'est pas directement accessible à l'observation.

jour solaire vrai. Intervalle de temps entre deux passages du Soleil au méridien. A cause de la variation de l'équation du temps, le jour solaire vrai varie.

Kelvin (température ou degré). Échelle de température absolue. La température K s'obtient en ajoutant 273,4° à la température Celsius.

Kepler (lois de). Énoncé de trois lois qui gouvernent le mouvement d'une planète autour du Soleil. Déduites de l'observation par Kepler, elles s'expliquent par la *loi de Newton.*

L

latitude céleste écliptique. Voir *coordonnées écliptiques.*

latitude galactique. Voir *coordonnées galactiques.*

latitude géographique. Voir *coordonnées géographiques.*

lever héliaque de Sirius. Première apparition de Sirius dans l'aurore avant le lever du Soleil.

libration. *n.* Mouvement de balancement apparent de la Lune qui entraîne le fait que l'observateur terrestre peut voir plus de 50 % de la surface lunaire. On distingue la *libration optique,* qui s'explique par les inégalités de mouvement de la Lune alors que sa rotation est régulière, et la *libration physique,* qui est un vrai balancement. Cette partie de la libration est très petite.

ligne des apsides. Droite qui joint le *périhélie* à l'*aphélie.*

ligne de changement de date. Grand cercle terrestre de longitude 180° qui correspond au changement de date. Lorsqu'on franchit cette ligne d'est en ouest, il faut augmenter la date de 1 jour et inversement pour un franchissement dans l'autre sens. La ligne a été déformée pour inclure les îles Aléoutiennes dans la partie est et une zone de Sibérie dans la partie ouest, afin de tenir compte des souverainetés des États-Unis et de l'Union soviétique.

ligne des nœuds. Droite d'intersection du plan d'une orbite de planète ou de comète avec le plan de l'écliptique. On nomme *nœud ascendant* le point de la sphère céleste où l'astre passe du sud au nord, et *nœud descendant* l'autre point.

longitude écliptique. Voir *coordonnées écliptiques.*

longitude galactique. Voir *coordonnées galactiques.*

longitude géographique. Voir *coordonnées géographiques.*

lumière cendrée. Éclairement de la Lune par la Terre; ce phénomène correspond au clair de Terre sur la Lune. Elle est surtout visible un peu avant ou après la Nouvelle Lune; à ce moment, la Terre vue de la Lune est complètement éclairée.

lumière zodiacale. Lumière diffuse vue après le coucher ou avant le lever du Soleil et ayant l'aspect d'un fuseau elliptique centré sur le Soleil et axé sur l'écliptique. La lumière zodiacale provient de la diffusion de la lumière solaire par des poussières interplanétaires.

lunaison. *n.* Voir *révolution synodique de la Lune.*

lunette astronomique. Instrument d'optique constitué par un objectif achromatique de plus ou moins grand diamètre auquel on associe un oculaire convergent. La lunette grandit l'image et la renverse. On remplace de plus en plus les unettes par des télescopes.

lunette méridienne. Instrument d'astronomie de position, constitué par une lunette astronomique montée sur un axe horizontal est-ouest. La lunette qui se déplace dans le plan méridien permet de déterminer avec une grande précision l'heure de passage d'une étoile au méridien et sa distance zénithale. C'est l'instrument qui permet les meilleures déterminations de l'ascension droite et de la déclinaison. Elle permet aussi une excellente détermination de l'heure sidérale.

Lune rousse. Dénomination populaire de l'aspect de la Lune présentant le phénomène de la lumière cendrée. Son observation est un indice de ciel clair; des gelées nocturnes sont donc à craindre, mais la Lune rousse n'en est pas la cause. Voir *lumière cendrée.*

M

magnétosphère. *n.* Partie de l'espace qui entoure une planète où existe un champ magnétique. La magnétosphère cesse à l'endroit où le vent solaire l'emporte sur le champ magnétique propre. La magnétosphère de Jupiter est particulièrement étendue.

magnitude. *n.* ou **magnitude apparente.** Expression de l'éclat apparent dans une échelle logarithmique. Lorsque l'éclat est divisé par 10, la magnitude augmente de 2,5.

magnitude absolue. Magnitude qu'aurait l'étoile si elle était placée à la distance type de 10 parsecs. Elle est une mesure de l'éclat intrinsèque de l'étoile.

masse. *n.* On peut définir deux masses : la *masse d'inertie* est le rapport entre la force F qu'on applique en un point et l'accélération γ qu'elle produit :

$$m = \frac{F}{\gamma};$$

la *masse d'attraction* est l'un et l'autre des deux coefficients m_1 et m_2 qui figurent dans la loi de Newton $F = -k\frac{m_1 m_2}{r^2}$. L'identité de ces deux masses a une importance capitale et n'est expliquée que par la Relativité généralisée.

mécanique céleste. Partie de la mécanique qui étudie plus particulièrement le mouvement des corps célestes. Elle est fondée sur les principes de l'inertie et la loi d'attraction de Newton.

méridien. *n.* ou **plan méridien.** Cercle vertical qui contient le pôle céleste et par conséquent aussi les points cardinaux Nord et Sud et, naturellement, le zénith et le nadir.

météore. *n.* 1° Dans le sens général, tout phénomène lumineux dans l'atmosphère terrestre : arc-en-ciel, halo, etc. 2° Dans le sens astronomique strict, phénomène lumineux dû au passage d'une météorite, particule plus ou moins grosse traversant l'atmosphère terrestre.

météorite. *n.* Particule de matière dont la masse peut aller de quelques milligrammes à des centaines de tonnes et qui traverse l'atmosphère terrestre. Elle donne lieu à un météore plus ou moins lumineux. C'est aussi le nom des particules de météorites qu'on peut trouver sur la Terre.

méton. *n.* Cycle de 19 ans qui correspond presque exactement à 235 lunaisons. Il permet de calculer, par le reste de la division par 19, le Nombre d'or.

Mira Ceti. Étoile variable. Autre nom pour les étoiles variables à longue période. Mira Ceti, ou Omicron Ceti, en est un représentant typique.

mouvement parabolique. Le mouvement d'un astre qui décrit une orbite parabolique autour d'un point d'attraction situé au foyer de la parabole. De nombreuses comètes ont des mouvements paraboliques.

mouvement propre stellaire. Projection sur la sphère céleste du mouvement relatif d'une étoile par rapport au Soleil. Le mouvement propre est le mouvement angulaire exprimé en secondes d'arc par an.

mouvement séculaire. Dans le mouvement keplerien, les éléments qui définissent l'orbite sont constants. Par suite des *perturbations,* ces éléments changent lentement en fonction du temps; ce mouvement est dit séculaire parce qu'il n'est appréciable qu'avec la période du siècle; il entraîne des variations séculaires des positions.

N-O

nadir. *n.* Intersection de la verticale descendante avec la sphère céleste. Le nadir est le point opposé au zénith.

naine blanche. Étoile de petit diamètre, mille fois moins lumineuse que le Soleil, en général de couleur blanche. Ces étoiles sont constituées par de la matière dégénérée. Elles sont très nombreuses mais difficiles à observer à cause de leur faible luminosité intrinsèque. *Ex.* Le compagnon de Sirius.

nébuleuse elliptique. Galaxie diffuse de forme ronde ou elliptique et ne présentant pas de bras spiraux. Les nébuleuses elliptiques ressemblent aux condensations centrales des galaxies spirales.

nébuleuse extragalactique. Voir *galaxie*.

nébuleuse gazeuse. Grand nuage gazeux dont les atomes sont excités par le rayonnement ultraviolet d'étoiles chaudes. De telles nébuleuses émettent des spectres de raies. La nébuleuse d'Orion est une nébuleuse gazeuse typique.

nébuleuse obscure. Les régions interstellaires contenant de nombreuses poussières mais pas d'étoiles chaudes ne se manifestent que par leur absorption. On nomme nébuleuses obscures les régions de la Voie Lactée qui paraissent ainsi dépourvues d'étoiles. Elles sont souvent liées à des nébuleuses d'émission. Les « sacs à charbon » de l'hémisphère austral sont des nébuleuses obscures typiques.

nébuleuse planétaire. Nébuleuse gazeuse entourant une étoile très chaude. De telles nébuleuses ont l'aspect de petits disques ou anneaux bleuâtres de quelques secondes à quelques minutes d'arc de diamètre.

nébuleuse spirale. Galaxie présentant des bras de spirales s'échappant d'une condensation centrale. Ces spirales sont classées S*a*, S*b*, S*c* suivant l'importance relative de la condensation et des bras. Les spirales S*a* ont des noyaux très développés. Les spirales barrées sont des galaxies comportant une barre centrale d'où s'échappent les bras (classées SB*a* à SB*c*).

Newton (loi de) ou **loi d'attraction universelle.** Loi selon laquelle deux masses m_1 et m_2 situées à la distance r sont soumises chacune à une force d'attraction $F = -k\frac{m_1m_2}{r^2}$, où k est la constante de l'attraction universelle, ou constante de Newton.

nœud. *n.* On désigne par nœud sur la sphère céleste les points d'intersection du plan d'une orbite avec le plan de l'écliptique. Le nœud ascendant correspond au point où la planète ou la comète passe du sud au nord.

nombre de Wolf. Nombre obtenu en ajoutant le nombre G de groupes de taches multiplié par 10 au nombre I de taches isolées que présente la surface solaire : $N = 10\,G + I$. Il est une mesure de l'activité solaire.

nova. *n.* Étoile temporaire dont l'éclat est multiplié en quelques heures par un facteur 1 000 ou 10 000. La décroissance plus ou moins lente ramène l'éclat à son état initial.

novoïde. *n.* Étoile variable dont l'éclat augmente de façon irrégulière de 1 à 2 magnitudes. Le mécanisme de cette éruption est assez voisin de celui des *novae.*

noyau d'une comète. Partie principale de la comète du point de vue de la masse : probablement un conglomérat de rochers et de glace qui libère, en s'échauffant, les gaz formant la chevelure et les queues.

noyau de la Galaxie. Le noyau, ou centre, de la Galaxie n'est pas visible optiquement mais c'est une source radioélectrique intense.

nutation. *n.* Petite oscillation de l'axe de rotation terrestre qui accompagne la précession. De ce fait, le cône que décrit l'axe terrestre par suite de la précession est un peu festonné et le point vernal oscille un peu autour de sa position moyenne, l'inclinaison de l'écliptique subissant aussi une petite oscillation.

occultation. *n.* Passage de la Lune ou d'une planète devant des étoiles. Une planète peut aussi occulter ses propres satellites.

onde de choc. Onde constituée par l'enveloppe des ondes de pression rayonnées par un mobile se déplaçant à une vitesse supérieure à celle du son. Tout solide, par exemple une météorite se déplaçant à grande vitesse, est accompagné par une onde de choc.

ondes millimétriques. Rayonnement électromagnétique dont les longueurs d'onde vont de 0,5 à quelques millimètres. Ce domaine de radiations est devenu très intéressant en astronomie depuis la découverte des étoiles infrarouges et des molécules interstellaires complexes.

Oort (constante d'). Voir *rotation différentielle de la Galaxie*.

opposition. *n.* Deux astres sont en opposition lorsque leurs longitudes célestes diffèrent de 180°. L'opposition est géocentrique ou héliocentrique suivant que l'observateur est supposé placé au centre de la Terre ou du Soleil.

orbite. *n.* Courbe que décrit un corps céleste qui se déplace autour d'un autre. Dans le mouvement keplerien, les orbites sont des courbes planes : ellipses, paraboles ou hyperboles, ayant le Soleil au foyer.

P

parabole. *n.* Courbe à branches infinies correspondant à la section du cône par un plan de section parallèle à une génératrice du cône. Les comètes décrivent sensiblement des orbites paraboliques.

parallaxe. *n.* 1° *Pour un astre du système solaire* c'est l'angle sous lequel on voit du centre de cet astre le rayon équatorial terrestre. *Ex.* La parallaxe du Soleil est de 8″,794. 2° *Pour une étoile,* c'est l'angle sous lequel on voit, de cet astre, l'unité astronomique. Cette parallaxe est exprimée en secondes (″). Son inverse est la distance de l'étoile en parsecs.

parsec (pc). *n.* Unité de longueur qui vaut 206 265 unités astronomiques ou $30{,}86 \cdot 10^{12}$ km. Multiples : le *kiloparsec* et le *mégaparsec*.

passage de Mercure ou **de Vénus.** Dans leur mouvement autour du Soleil, il peut arriver que ces planètes se détachent sur le disque du Soleil au moment de leur conjonction géocentrique inférieure. Ce phénomène porte le nom de passage.

pénombre. *n.* Région extérieure des taches solaires, moins foncée que la partie centrale. Cette dénomination ancienne n'est pas très correcte. Voir *éclipse de Lune par la pénombre*.

périhélie, périgée, périastre. 1° *Périhélie :* sommet de l'ellipse que décrit la Terre autour du Soleil où la distance Soleil-Terre est minimale. La Terre passe au périhélie vers le 5 janvier. 2° *Périgée :* point correspondant au périhélie si l'on adopte un point de vue géocentrique. 3° Par généralisation, le *périastre* dans le mouvement relatif de deux astres, comme les étoiles doubles, correspond au minimum de distance.

période julienne. Période chronologique proposée en 1583 par Scaliger. Elle permet de compter les jours à partir de l'année 4713 avant J.-C. Les jours juliens commencent à midi ; le 1er janvier 1976 à midi le nombre de jours écoulés était de 2 442 779.

perturbation. *n.* L'étude du mouvement d'un corps céleste autour d'un centre d'attraction est facile (lois de Kepler). Ce problème devient très ardu lorsqu'un troisième corps entre en jeu. Mais il peut être résolu approximativement si le troisième corps a une petite influence : on dit que la trajectoire est soumise à des perturbations, qu'on peut calculer.

petite planète ou **astéroïde.** Petit corps céleste ayant des dimensions variant de quelques kilomètres à quelques centimètres de diamètre et circulant dans le système solaire entre les orbites de Mars et Jupiter.

phases. *n.* Divers aspects de la Lune ou d'une planète inférieure qui présente une partie éclairée par le Soleil et une partie obscure. Les phases de la Lune sont : la Nouvelle Lune, le Premier Quartier, la Pleine Lune, le Dernier Quartier. Voir *angle de phase*.

photométrie. *n.* La photométrie est la technique qui permet de mesurer les éclats des astres avec grande précision. L'instrument utilisé est un *photomètre.* Tous les photomètres modernes utilisent des récepteurs photoélectriques.

photosphère. *n.* Partie de l'atmosphère solaire qui se manifeste surtout par l'émission du spectre continu. C'est une région assez mal limitée ; elle est surmontée par la chromosphère.

plan galactique. Trace sur la sphère céleste du plan de la Galaxie ; il passe sensiblement au milieu de la Voie Lactée. Est incliné de 62°36′ sur le plan équatorial, qu'il coupe au point $\alpha = 12$ h 49 mn 0 s (coord. 1950).

planète. *n.* Corps du système solaire de forme en général sphérique et décrivant des orbites elliptiques presque circulaires autour du Soleil. *Par ext.,* corps analogues pouvant circuler autour d'autres étoiles.

planètes inférieures. Les deux planètes Mercure et Vénus, qui sont plus proches du Soleil que la Terre.

planètes supérieures. Les planètes de Mars à Pluton, plus éloignées du Soleil que la Terre.

plasma. *n.* Milieu gazeux ionisé comportant des électrons et des ions en nombres égaux, de sorte que la charge électrique du plasma est pratiquement nulle.

point vernal ou **point gamma** (γ). Le point d'intersection de l'écliptique avec l'équateur céleste où se trouve le Soleil à l'équinoxe de printemps.

polarisation de la lumière. Le rayonnement électromagnétique est composé par un champ magnétique et un champ électrique perpendiculaires entre eux et perpendiculaires à la direction de propagation. Dans la lumière naturelle, la direction des champs varie très rapidement de façon aléatoire. Dans la lumière polarisée, le champ électrique, et donc aussi le champ magnétique, ont une orientation fixe dans l'espace. Le plan de polarisation est par définition le plan qui contient le champ électrique.

polhodie. *n.* Trace du mouvement du pôle terrestre sur le globe. C'est une courbe bouclée, de petites dimensions.

populations stellaires. Les étoiles qui se trouvent dans le plan de la Voie Lactée sont des étoiles de formation récente ou de population I. Les étoiles des amas globulaires, du centre de la Voie Lactée, du halo, sont des étoiles très anciennes (âge de l'ordre de 10 milliards d'années). Ce sont des étoiles de population II.

postnova. *n.* État final d'une *nova* lorsqu'elle a repris son état initial. La postnova est pratiquement identique à la *praenova*.

praenova. *n.* Nom donné à l'astre qui explose pour donner une *nova*.

précession des équinoxes. Lent mouvement de l'axe polaire de la Terre, qui décrit un cône ayant un angle de 23°27′ en 25 800 ans. L'axe du cône est perpendiculaire à l'écliptique. De ce fait, le point vernal, point d'intersection de l'équateur avec l'écliptique, se déplace de 50″,26 par an et les longitudes stellaires augmentent d'autant.

prisme objectif. *n.* Instrument constitué par un objectif astronomique ou un télescope de Schmidt devant lequel on place un prisme à petit angle. Cet instrument permet d'obtenir de nombreux spectres stellaires. Le prisme objectif à champ normal de

Ch. Fehrenbach permet aussi la mesure des vitesses radiales.

problème des trois corps. Étude du mouvement de trois corps qui s'attirent mutuellement. C'est un problème mathématique très ardu. Voir *perturbation*.

protubérance solaire. Éruption de matière solaire visible sur le bord du Soleil particulièrement pendant les éclipses ou à l'aide d'un coronographe.

pulsar. *n.* Étoile émettant des impulsions radioélectriques brèves avec des périodes allant de 0,03 seconde à quelques secondes. Les pulsars émettent aussi des éclats de lumière visible. Ce sont les résidus des explosions de *supernovae*. Les pulsars sont probablement des étoiles à neutrons.

Q-R

quadrature. *n.* Position d'une planète supérieure lorsque sa direction géocentrique fait un angle de 90° avec la direction géocentrique du Soleil. L'angle de phase est alors maximal.

quanta. *n.* Planck a émis en 1900 la théorie que les rayonnements électromagnétiques étaient émis sous forme de petits éléments discontinus dont l'énergie est donnée par la formule (dite de Planck) $W = h\nu$, où h est une constante universelle et ν la fréquence de la radiation émise. Cette quantité W est un *quantum*.

quart de cercle. Ancien instrument d'observation qui permettait de mesurer les passages au méridien et les distances zénithales des astres. Un quart de cercle gradué était disposé à cet effet dans le plan méridien. Il a été remplacé par la lunette méridienne.

quasar. *n.* Source émettant des ondes hertziennes très intenses et qu'on a pu identifier avec quelques nébuleuses extragalactiques. Les quasars s'éloignent à des vitesses considérables, ce qui explique que ce sont des galaxies extrêmement lumineuses. Leur nature exacte est encore discutée.

queue de comète. Très longue traînée de gaz opposée à la direction du Soleil; ces gaz sont repoussés par la pression de radiation et le vent solaire. Une queue de poussière est en général aussi visible; elle est incurvée et de structure plus uniforme.

radiant. *n.* Point de la sphère céleste d'où paraissent diverger les étoiles filantes d'un essaim. *Ex.* Les Perséides qui divergent d'un point de la constellation de Persée.

radioastronomie. *n.* Branche de l'astronomie qui observe les astres à l'aide des ondes hertziennes qu'ils émettent. Le domaine des longueurs d'onde varie entre quelques centimètres et des centaines de mètres.

radiotélescope. *n.* Instrument recevant les ondes électromagnétiques des astres dans le domaine des ondes hertziennes (quelques centimètres à 100 m de longueur d'onde). Ils fonctionnent comme des télescopes pour ces radiations.

raies interdites. Raies spectrales observées dans certains astres (les nébuleuses gazeuses notamment) et dont l'émission paraissait interdite en laboratoire. Elles correspondent aux transitions à partir d'un état métastable.

rayonnement synchrotron. Rayonnement électromagnétique émis par des électrons se déplaçant à des vitesses voisines de celle de la lumière dans un champ magnétique intense. Le rayonnement émis est intense dans un grand domaine spectral; il s'observe dans les synchrotrons mais il explique aussi le rayonnement dans les résidus des *supernovae* et des quasars ainsi que la radiation dans certains centres d'activité solaire.

rayons infrarouges. Domaine des ondes électromagnétiques de longueur d'onde supérieure à 0,8 mµ et allant jusqu'aux ondes de longueur d'onde voisine de 1 mm, qui sont observables avec diverses techniques spéciales. On a reconnu ces dernières années un certain nombre d'étoiles émettant uniquement dans le domaine des ondes infrarouges.

rayons X. Radiations électromagnétiques de courte longueur d'onde. Assez arbitrairement, le domaine des rayons X s'étend de $\lambda = 20$ Å à $\lambda = 0{,}03$ Å. On a découvert un certain nombre d'astres émettant des rayons X.

récession des galaxies. Voir *expansion de l'Univers*.

réfraction atmosphérique. L'atmosphère terrestre réfracte la lumière des astres et les rapproche du zénith d'un angle R, nommé réfraction. R vaut environ 1′ pour une distance zénithale de 45°.

relation période-luminosité. Importante relation entre la luminosité moyenne d'une Céphéide et sa période. Elle est très utile pour déterminer la distance des galaxies qui en contiennent.

relativité restreinte. Postulat énoncé en 1905 par A. Einstein d'après lequel la vitesse de la lumière est une constante universelle quel que soit le mouvement du système considéré. Dans le cas de la Relativité restreinte, on ne considère que des systèmes en mouvements de translation. Dans le cas de la *Relativité généralisée*, la restriction des systèmes en mouvements de translation n'est plus nécessaire. La loi de Newton se retrouve comme première affirmation des lois de la Relativité.

réseau. *n.* Disque ou parallélépipède de silice fondue sur lequel a été déposée une mince couche d'aluminium. Cette couche est rayée par de très nombreux traits de diamant. Un réseau moderne peut avoir des dimensions de 20 × 30 cm et comprendre 1 000 traits au millimètre. Le réseau disperse la lumière comme un prisme.

rétrogradation. *n.* Mouvement dans le sens rétrograde vers l'ouest qu'effectue une planète entre les deux stations orientale et occidentale.

rétrograde. *adj.* **(mouvement).** Le sens rétrograde est le sens opposé au mouvement apparent du Soleil; c'est le sens des aiguilles d'une montre.

révolution anomalistique. Intervalle moyen qui sépare deux passages successifs de l'astre par son périastre (périhélie pour une planète, périgée pour la Lune).

révolution draconitique de la Lune. Intervalle moyen qui sépare deux conjonctions successives de la Lune avec le nœud de son orbite. Cette période de 27,212 220 jours détermine, avec la révolution synodique, la périodicité des éclipses.

révolution sidérale. Temps qui s'écoule entre deux conjonctions successives d'une planète avec le point vernal fixe. C'est la période qui obéit pratiquement à la troisième loi de Kepler.

révolution synodique de la Lune ou **lunaison.** Intervalle moyen de deux conjonctions géocentriques successives de la Lune et du Soleil. Elle détermine les phases de la Lune. Elle vaut 29,530 588 2 jours.

révolution synodique d'une planète. Intervalle moyen de deux conjonctions héliocentriques successives de la Terre et de la planète. Elle détermine les conditions d'observation de la planète. Elle est très différente de la révolution sidérale pour les planètes proches de la Terre.

rotation différentielle de la Galaxie. On constate que les vitesses radiales moyennes des étoiles situées aux longitudes 0°, 90°, 180° et 270° sont nulles, mais que les étoiles situées dans les octants (l = 45°, 135°, 225° et 315°) ont des valeurs croissantes avec la distance. La constante d'Oort est la valeur correspondant à des étoiles des octants situés à 1 000 parsecs. La valeur actuellement admise est de 15 km/s par kiloparsec.

rotation galactique. La Galaxie tourne autour de son centre en se déformant. Dans la théorie d'Oort, chaque point de la Galaxie tourne autour du centre avec une vitesse qui ne dépend que de la distance au centre. Cette théorie explique la *rotation différentielle*.

RR Lyrae. Étoile variable, du type céphéide mais dont la période est inférieure à un jour. Ces étoiles pulsantes sont typiques des étoiles vieilles de population II. Elles sont abondantes dans les amas globulaires.

S

saisons. *n.* Les quatre divisions de l'année, qui s'écoulent entre les moments où la longitude du Soleil a les valeurs :

printemps	0° à 90°;
été	90° à 180°;
automne	180° à 270°;
hiver	270° à 360°.

Les quatre saisons ne sont pas égales à cause de l'excentricité de l'orbite terrestre.

saros. *n.* Période de 6 585 jours ou 18 ans 11 jours qui permet de prédire les éclipses de Lune et de Soleil. Celles-ci se reproduisent très sensiblement d'un saros au suivant.

satellite. *n.* 1° Corps en général sphérique tournant autour d'une planète. *Ex.* La Lune. 2° Un *satellite artificiel* est un engin spatial placé sur une orbite analogue à celle d'un satellite naturel. *Ex.* Satellites artificiels de la Terre mais aussi de Mars.

scintillation. *n.* L'atmosphère terrestre produit, par ses fluctuations, des petits mouvements aléatoires des étoiles qui se traduisent par des fluctuations d'intensité pour l'observation visuelle. Ce phénomène est la scintillation des étoiles.

seconde de temps. La seconde de temps correspond à 9 192 631 770 oscillations d'une raie rouge de l'atome de césium (seconde atomique). L'année tropique pour 1900 contenait 31 556 925,974 7 secondes des éphémérides. Ces deux unités sont pratiquement égales et un jour solaire moyen actuel contient très sensiblement 86 400 secondes.

sections coniques. Lorsqu'on coupe un cône à base circulaire par un plan on obtient, suivant l'orientation du plan par rapport à l'axe du cône, des sections qui sont des ellipses (dont le cercle), des paraboles, des hyperboles. Le mouvement des astres autour du Soleil ne peut se faire, comme l'a montré Newton, que sur des trajectoires qui sont des sections coniques.

sélénologie. *n.* Science qui étudie la Lune.

sextant. *n.* Instrument de marine qui permet de déterminer la hauteur du Soleil ou d'une étoile, et permet donc de faire le point en mer.

sidérolithe. *n.* Météorite composée de roches et d'un alliage de fer-nickel en quantités à peu près égales.

solstice. *n.* Époque de l'année où le Soleil a sa déclinaison maximale *(solstice d'été)* ou minimale *(solstice d'hiver)*. La longitude du Soleil est alors de 90° et de 270°. La déclinaison du Soleil passe par des extrémums et ne paraît pas bouger en déclinaison. Les solstices correspondent aux jours les plus longs et les plus courts et se situent au début de l'été et de l'hiver.

sources X. *n.* Astres émettant des rayons X. La plupart de ces astres sont des étoiles doubles à forte interaction.

spectre d'un astre ou **spectre stellaire.** Cliché ou enregistrement montrant la variation de l'intensité de la lumière en fonction de la longueur d'onde. On y distingue les raies d'absorption.

spectrographe. *n.* Instrument d'astrophysique, disposé en général au foyer d'un télescope. Il disperse la lumière collectée par le télescope et donne un spectre de l'astre qui permet de reconnaître les atomes existant dans la source. Le spectrographe permet de déterminer, par la mesure de ces raies, la température, la pression, la vitesse radiale, la rotation, etc. des étoiles. Les spectrographes modernes ont des réseaux pour éléments dispersifs.

spectrohéliographe. *n.* Instrument qui permet d'obtenir des photographies monochromatiques du Soleil. Dans les premières versions, la lumière du

Soleil était d'abord décomposée en un spectre sur lequel on isolait une radiation, et l'on recombinait ensuite la lumière. B. Lyot a introduit l'usage de filtres à quartz.

sphère céleste. Sphère théorique de rayon unité et centrée sur l'observateur. Les directions des astres peuvent être reportées sur cette sphère par des points.

spirale. *n.* Voir *galaxie*.

spirale barrée. Voir *nébuleuse spirale*.

station. *n.* Moment où une planète, au cours de son déplacement apparent sur la sphère céleste, paraît immobile par rapport aux étoiles. Cet effet est dû à la combinaison des déplacements de la planète et de l'observateur terrestre. Il y a deux stations par révolution synodique : la *station orientale,* suivie de la *station occidentale*. Entre les deux, la planète rétrograde.

supernova. *n.* Étoile temporaire dont l'éclat est multiplié en quelques jours par un facteur de l'ordre du million. Les *supernovae* laissent comme résidus des nébulosités et des pulsars.

syzigie. *n.* Position de la Lune lorsqu'elle est en opposition ou en conjonction avec le Soleil. La Pleine Lune et la Nouvelle Lune sont les deux syzigies.

T

tache solaire. Formation sombre plus ou moins étendue qui apparaît sur le Soleil. C'est une région plus froide due à des tourbillons dans la photosphère solaire.

tectites. *n.* Fragments de verre fondus de diverses formes et couleurs, et répandus dans certaines zones (Australie, Tchécoslovaquie, etc.). Leur origine cosmique n'est pas absolument prouvée.

télescope astronomique. Instrument d'optique dont l'élément principal est constitué par un miroir de grand diamètre. Dans sa conception ancienne, le miroir était parabolique et on lui associait un oculaire convergent. Ce télescope a les mêmes propriétés qu'une lunette. Voir *télescope de Ritchey-Chrétien, télescope de Schmidt*.

télescope de Ritchey-Chrétien. Combinaison optique inventée par H. Chrétien dans laquelle le miroir principal est plus déformé que la parabole. Les aberrations de ce miroir sont compensées par un second miroir, plus petit et spécialement déformé. Il est possible d'obtenir avec cet instrument, dénué de coma, des champs plus grands (télescope aplanétique).

télescope de Schmidt. Instrument d'astronomie qui sert essentiellement à la photographie à grand champ. Les deux éléments sont un miroir sphérique dont l'aberration est corrigée par une lame asphérique, dite lame de Schmidt, située au centre de courbure du miroir. La plaque courbée permet la photographie de champs très étendus.

temps atomique. Temps défini par la fréquence d'une pendule à césium. Ce temps est, à une constante additive près, pratiquement identique au temps des éphémérides. TAI = TE — 32,180 s, 1 s = 9 192 631 770 oscillations d'une raie définie de l'atome de césium.

temps des éphémérides. Temps qui entre dans les équations de la mécanique et dont la seconde est définie comme la fraction 1/31 556 925,974 7 de l'année tropique pour 1900. Cette seconde est pratiquement identique à la seconde atomique.

temps solaire moyen local. Temps obtenu en ajoutant au temps solaire vrai l'équation du temps qu'on peut calculer. Ce temps est uniforme.

temps solaire vrai local. C'est l'angle horaire du Soleil. Il est midi lorsque cet angle horaire est de 0°, 1 heure lorsqu'il est de 15°, etc. Le temps solaire vrai n'est pas une fonction uniforme du « temps des mécaniciens ».

temps sidéral. Angle horaire du point vernal. Le temps sidéral régit le mouvement horaire des étoiles. 1 jour sidéral = 86 164,090 55 s de temps atomique.

temps universel (T. U.). Temps moyen au méridien de Greenwich augmenté de 12 heures. Il a été adopté comme temps universel. L'expression *temps moyen de Greenwich* (TMG) pour ce temps est erronée : celui-ci diffère de 12 h du T. U.

théodolite. *n.* Instrument d'astronomie et de géodésie de grande précision qui permet de mesurer les azimuts et les hauteurs des astres.

transition atomique ou **moléculaire.** Les atomes et les molécules existent sous un nombre discret de configurations. A chaque configuration correspond une certaine énergie ou niveau d'énergie. Les raies spectrales correspondent aux transitions entre deux niveaux. Elles sont en émission lorsque le passage se fait à partir d'un niveau plus énergétique, et en absorption dans le cas contraire.

triangle sphérique. Figure formée sur la sphère céleste par l'intersection de trois grands cercles.

trigonométrie sphérique. Partie des mathématiques qui s'occupe de la résolution des triangles sphériques.

trois corps. Voir *problème des trois corps*.

tropiques. *n.* Petits cercles de la sphère céleste et de la Terre situés à $\pm$ 23°27′ de l'équateur. Ils correspondent à la position du Soleil aux solstices. Le Tropique du Cancer est boréal, celui du Capricorne austral. Sur la Terre, le Soleil passe au zénith de ces lieux respectivement le 21 mars et le 22 septembre.

trous noirs. Lorsque la matière est suffisamment condensée, la vitesse d'évasion peut être supérieure à celle de la lumière et aucune matière, ni photon ne peuvent s'en échapper. Ces singularités, prévues depuis longtemps et qui n'ont pas encore été reconnues avec certitude, portent le nom de trous noirs *(black holes)*.

turbulence atmosphérique. Les inégalités de densité de l'atmosphère produisent de petites déviations de la direction des rayons optiques venant d'une étoile. Ce phénomène est la turbulence. On nomme quelquefois turbulence la valeur moyenne de cette déviation, exprimée en secondes d'arc.

U-V-Z

Union Astronomique Internationale (U. A. I.). Une des unions scientifiques qui réunit l'ensemble des astronomes du monde entier. Elle permet l'échange des informations et propose des définitions et des conventions scientifiques.

unité astronomique (u. a.). Unité de longueur qui est très sensiblement égale au demi-grand axe de l'orbite terrestre ou sensiblement égale à la distance Soleil-Terre : 1 u. a. = 149,598 millions de km.

variation. *n.* Une des *inégalités* du mouvement de la Lune, qui a une période de 14,77 jours et produit dans les octants une avance ou un retard de 72 minutes de la Lune sur son orbite. Elle s'annule aux syzygies (NL et PL) et aux quartiers (PQ et DQ).

vent solaire. Le Soleil émet de façon permanente des particules ionisées qui s'en éloignent à grande vitesse (de l'ordre de 500 à 1 000 km/s). Ce phénomène porte le nom de vent solaire. Ce vent solaire entraîne aussi un champ magnétique.

vertical *adj.* **(plan).** Dans le système des coordonnées locales, tout plan contenant l'observateur et le zénith. Le premier plan vertical est celui qui est perpendiculaire au plan méridien.

vidicon. *n.* Tube électronique servant à la prise de vue des images de télévision. Un objectif classique projette l'image de l'objet sur une surface sensible. Celle-ci est ensuite explorée par un faisceau d'électrons qui est modulé par l'image qu'on peut ainsi transmettre et qui permet de la reconstituer.

vitesse aréolaire. Surface balayée dans l'unité de temps par le rayon vecteur qui joint la planète au Soleil. Dans le mouvement keplerien, la vitesse aréolaire est constante.

vitesse radiale. Projection sur la direction de l'étoile (ou de l'astre) de la vitesse relative Soleil-étoile. Elle est comptée positivement si l'étoile s'éloigne : on l'exprime en km/s.

Voie Lactée. Région de la sphère céleste qui apparaît, à l'œil nu, comme une bande laiteuse ayant la forme d'un grand cercle. La Voie Lactée est la trace sur notre ciel de notre nébuleuse spirale : la Galaxie.

zénith. *n.* Intersection de la verticale ascendante avec la sphère céleste.

zodiaque. *n.* Zone située de part et d'autre de l'écliptique et délimitée arbitrairement à $\pm$ 8°,5. Le zodiaque est divisé en douze intervalles, ou maisons, qui correspondaient, il y a deux mille ans, aux constellations zodiacales.

PHYSIQUE DU GLOBE

A-B

aberration. *n.* Défaut de sphéricité d'une lentille, qui donne une image déformée.

absorption du rayonnement solaire. Altération de l'énergie solaire dans l'eau. Cette énergie diffusée dans l'eau est transformée en chaleur par frottement contre les molécules d'eau ou des substances dissoutes. La plus grande partie de l'énergie solaire incidente est ainsi transformée en énergie calorifique.

acoustique sous-marine. Étude de la production, de la transmission et de la réception des sons dans les grandes masses d'eaux océaniques.

adiabatique. *adj.* **(réchauffement).** Léger accroissement de la température des eaux océaniques vers les grands fonds, en raison des effets de la pression, sans échange avec l'extérieur.

advection. *n.* Processus de transport des propriétés d'une masse d'air par le champ de vitesse de l'atmosphère.

alcalin. *adj.* Qualifie des métaux qui, combinés avec l'oxygène, produisent des alcalis (lithium, potassium, rubidium, sodium).

alidade. *n.* Dans les appareils destinés à la mesure des angles horizontaux, la lunette est solidaire d'un cercle porteur d'index de lecture. Ce cercle s'appelle *cercle-alidade* ou simplement *alidade*. *Par ext.,* le nom d'alidade est donné à certains instruments comportant une règle à biseau permettant le tracé des directions et un organe de visée.

alizés. *n.* Vents persistants de l'atmosphère inférieure, soufflant de l'anticyclone subtropical vers les régions équatoriales.

altération linéaire. Différence entre la longueur d'un arc sur la carte et la longueur correspondante sur l'ellipsoïde.

altimétrie. *n.* Représentation du relief de la surface terrestre. Les principaux éléments altimétriques sont les altitudes, les différences d'altitudes et les pentes.

amphibole. *n.* Nom d'un groupe de silicates (inosilicates) à deux clivages faciles et parfaits.

amphidromiques. *adj.* **(points).** Points géographiques de marée nulle.

amplitude. *n. En physique,* écart maximum, par rapport à sa valeur d'équilibre, d'une quantité qui varie de façon oscillatoire autour de cette valeur (mouvement pendulaire, oscillatoire...).

analyse synoptique. A partir des cartes synoptiques, opération de recherche de la description d'ensemble de l'état de l'atmosphère sur une région, avec l'aide d'éléments tels que les masses d'air, les fronts, etc.

anémomètre. *n.* Instrument de mesure de la vitesse du vent, ou d'observation de la direction et de cette vitesse.

anéroïde. *adj.* Relatif à certains baromètres constitués par une boîte hermétiquement close et où l'on a fait le vide. Les variations de la pression atmosphérique impriment à l'une des faces des flexions amplifiées par un mécanisme et transmises à une aiguille mobile devant un cadran gradué en millimètres de mercure.

angle d'incidence. Angle formé par le rayon incident et la normale à la surface frappée, au point d'incidence.

angle de réfraction. Angle formé par le rayon réfracté et la normale à la surface de séparation entre deux milieux traversés par la lumière.

angle vertical. Dans le plan vertical, angle entre la direction de visée et la verticale (distance zénithale), ou l'horizontale (angle de site).

anomalies magnétiques (zones ou **bandes d').** Zones de roches volcaniques de la croûte océanique, parallèles à l'axe d'un segment de dorsale médio-océanique, symétriques par rapport à cet axe. Les particules magnétiques contenues dans les roches gardent les marques des inversions répétées du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques. La largeur de ces zones, ou bandes, d'une structure dite en « peau de zèbre », représente la durée de chaque période d'orientation du champ magnétique et le rythme de renouvellement de la croûte océanique.

anticyclogenèse. *n.* Processus d'apparition ou d'intensification d'une circulation anticyclonique.

anticyclone. *n.* Région de haute pression atmosphérique.

arcs insulaires. Chaînes de montagnes en formation, qui correspondent aux endroits où une plaque océanique disparaît en s'enfonçant par subduction dans l'écorce. La topographie d'une région d'arc insulaire est caractérisée par un profond fossé océanique et l'arc des îles. Dans de nombreux cas, il existe un fossé sur le côté continental de l'arc. Plus de 90 % des volcans actifs du globe sont situés sur des arcs insulaires (on les appelle souvent la « ceinture de feu » du Pacifique).

arcs volcaniques insulaires. Archipels actifs du point de vue volcanique marquant une partie de la zone de rencontre de deux plaques convergentes. Ils délimitent entre eux et le continent voisin des bassins marginaux, ou interarcs, plus ou moins fermés.

argiles rouges abyssales. Sédiments terrigènes très fins composés principalement d'argiles détritiques, se déposant très lentement (1 mm/an) sur les grands fonds, trop profonds pour que s'y déposent des sédiments biogènes, trop éloignés des continents pour que s'y accumulent des sédiments terrigènes grossiers. Ces « argiles rouges des grands fonds », en réalité boues brunâtres, peuvent contenir des sédiments minéraux authigènes en proportion importante.

asismiques. *adj.* **(chaînes** ou **dorsales).** Chaînes sous-marines distinctes des dorsales médio-océaniques, ne présentant pas de Rift au sommet, et qui ne sont affectées par aucune activité volcanique.

asphérique. *adj.* Qualifie une surface de révolution engendrée par la rotation d'un segment de ligne plane à variation continue de courbure, autour d'un axe passant par une extrémité du segment et orthogonal à la courbe en cette extrémité.

asthénosphère. *n.* Couche visqueuse, magmatique, du manteau de l'écorce terrestre, épaisse d'environ 200 km. Les mouvements de convection dont elle est animée entraînent les plaques lithosphériques sus-jacentes.

astigmatisme. *n.* Aberration d'un système optique qui donne au foyer non pas un point-image, mais deux petits segments de droite perpendiculaires entre eux.

atmosphère. 1° *En physique,* unité de pression. Une atmosphère correspond à : 1° Une pression de 1 kg par cm^2; 2° La pression exercée sur sa base par une colonne de mercure de 1 cm^2 de section et de 76 cm de hauteur; 3° La pression exercée sur sa base par une colonne d'eau de 1 cm^2 de section et de 10 m de hauteur; 4° La pression moyenne qui règne au niveau de la mer.
2° *En météorologie,* ensemble de parties plus ou moins différenciées les unes des autres appelées masses d'air.

atmosphère barotrope. Modèle d'atmosphère dans lequel la masse volumique est fonction uniquement de la pression. Les surfaces isostères coïncident avec les surfaces isobares.

atmosphère isotherme. Modèle d'atmosphère dans lequel la température, ou la température virtuelle, est constante selon la verticale.

atoll. *n.* Récif corallien en forme d'anneau irrégulier, édifié à partir d'une île volcanique en cours de submersion, entourant une lagune centrale d'eau tranquille, appelée lagon.

avis de coup de vent. Message météorologique destiné à prévenir les intéressés de l'existence ou de la prévision, dans une région déterminée, d'un vent correspondant à force 8 à 9 de l'échelle de Beaufort.

avis de tempête. Message météorologique destiné à prévenir les intéressés de l'existence ou de la prévision, dans une région déterminée, d'un vent correspondant à force 10, ou plus, de l'échelle de Beaufort.

axe d'accrétion. Axe de symétrie de l'augmentation de masse de chacune de deux plaques lithosphériques s'écartant l'une de l'autre à partir d'une zone de remontée de matériaux asthénosphériques.

azimut. *n.* Angle dièdre entre le méridien et le plan de visée, compté positivement dans le sens des aiguilles d'une montre avec origine vers le nord géographique.

banquise. *n.* Revêtement général de glace dans une zone océanique de haute latitude, troué de polynies, saisonnier (glace d'hiver), ou permanent (glace polaire).

basaltiques. *adj.* **(laves océaniques).** Le manteau supérieur du globe terrestre donne, par fusion partielle des péridotites qui le composent, des liquides basaltiques. A partir du moment où ils sont formés dans le magma, les liquides basaltiques montent vers la surface d'autant mieux qu'ils sont plus enrichis en gaz. Au cours de la montée, la traversée de couches plus froides entraîne une cristallisation partielle. L'apport de liquides magmatiques basaltiques comble de façon permanente le volume libéré dans l'axe d'une dorsale par l'écartement de deux plaques.

bassin océanique. Province lithosphérique caractéristique du domaine océanique, au-dessous de la profondeur de 5 000 m. Dépression de dimensions variables, entourée de reliefs montagneux. Sa morphologie est celle de sa couverture sédimentaire.

bassins marginaux. Ces bassins sont créés par une migration des zones de subduction (fosse-arc insulaire) qui s'écartent des continents adjacents. La migration entraîne une remontée de l'asthénosphère et la formation de nouvelle lithosphère entre l'arc insulaire et le continent.

bathymétrie. *n.* Mesure et cartographie des fonds océaniques.

bathythermographe. *n.* Appareil utilisé pour enregistrer la température de l'eau de mer et la profondeur à laquelle est effectuée chaque mesure par rapport à la surface, de façon à inscrire la variation de la température en fonction de la profondeur.

Beaufort (échelle de). Classement de la force estimée du vent en fonction de l'état de la mer, proposé en 1806 par l'amiral britannique Francis Beaufort, généralisé après la Conférence internationale de météorologie maritime de 1874. S'exprime par un nombre de 0 à 12.

boues à Diatomées. Sédiments caractéristiques des fonds des régions (zone subantarctique et Nord-Pacifique en particulier) trop froides pour le développement des Foraminifères (Globigérines), mais très productives en Algues siliceuses (Diatomées).

boues à Globigérines. Sédiments calcaires sur les fonds océaniques, composés principalement de tests en calcite d'organismes planctoniques (Foraminifères et Coccolithophoridés) dominants dans les eaux chaudes et dans les eaux tempérées.

C

canevas. *n. En topographie,* réseau de points de coordonnées connues servant d'appui aux observations et mesures nécessaires à la mise en place des points de détail.

canyons sous-marins. Réseau de gorges ou de vallées découpant la pente continentale. Ils peuvent être le siège de glissements massifs du remplissage sédimentaire, qui sont probablement à l'origine des courants de turbidité.

cardan. *n.* Mode de suspension, à l'intérieur de deux anneaux mobiles, qui permet au corps suspendu de garder une direction invariable malgré les mouvements du support.

carte clinographique. Carte thématique consacrée à la représentation des valeurs de la pente du terrain et de ses variations.

carte isallobarique. Carte géographique sur laquelle sont représentées les variations de pression atmosphérique pendant un intervalle de temps déterminé.

carte prévue. Prévision, présentée graphiquement, d'éléments météorologiques déterminés pour une heure ou une période définie et pour une région déterminée.

cartogramme. *n.* Représentation de phénomènes quantitatifs, sous forme de figurés de dimensions proportionnelles aux valeurs et localisées sur un fond de carte.

centre d'action. Dépression ou anticyclone, de grande étendue, presque stationnaire, guidant le mouvement des perturbations atmosphériques.

circulation cyclonique. Circulation de l'air liée systématiquement à une dépression.

circulation générale. Ensemble des configurations de circulation atmosphérique s'étendant sur tout le globe terrestre.

circulation océanique. Ensemble des mouvements des eaux océaniques s'effectuant selon des circuits qui peuvent être, en moyenne, considérés comme réguliers dans le temps.

circulation profonde (dite **thermoaline**). Circulation liée au mécanisme de formation des eaux profondes dans les régions boréales. Les eaux denses et froides formées en surface plongent et envahissent les bassins profonds des océans. Elles

chemineraient à des profondeurs supérieures à 4 000 m, en veines relativement intenses, le long des bords occidentaux des continents.

cisaillement. *n.* Déformation par aplatissement et rotation d'ensemble. Si un cube est soumis à une contrainte *cisaillante,* qui peut être matérialisée par un couple de forces, il se transformera en un parallélépipède dont les faces ne seront plus parallèles à celles du cube initial. Il n'y aura donc pas un changement de volume, mais un changement de forme.

code météorologique. Ensemble de règles adoptées par convention internationale ou nationale, et utilisées pour condenser les messages météorologiques à transmettre.

collines abyssales. Province océanique profonde formant les contreforts des dorsales médio-océaniques, ou des bassins océaniques profonds dans le cas où ceux-ci sont à l'abri de processus de sédimentation terrigène.

colloïdal. *adj.* Qualifie une substance, dispersée dans un solvant dont les molécules sont groupées en micelles portant une charge électrique de même signe (la substance ne peut traverser une membrane semi-perméable).

conductivité électrique ou **conductibilité des eaux océaniques.** Aptitude des eaux océaniques à conduire les charges électriques, en fonction de la salinité. Sa mesure est une méthode de mesure de la salinité.

constituants conservatifs ou **constituants primaires.** Éléments présents dans les eaux des océans en proportions relativement constantes, quelle que soit la teneur globale en sels des eaux considérées. Par ordre quantitativement décroissant, on trouve : chlore, sodium, magnésium, soufre, calcium, potassium, brome, carbone, strontium, bore...

constituants non conservatifs ou **constituants secondaires.** Corps dont la teneur dans les eaux océaniques varie selon l'espace et le temps, et qui sont impliqués dans des phénomènes biologiques et biochimiques : gaz carbonique, oxygène, composés d'azote minéral, composés de phosphore.

convection. *n.* Mouvement d'un fluide dû à une variation de la température.

convergence des méridiens. Sur un plan de représentation, angle entre la direction du nord géographique et l'axe des ordonnées.

coordonnées orthogonales. Coordonnées cartésiennes définissant sur un plan la position de l'homologue d'un point de l'ellipsoïde de référence, dans un système de représentation plane donné.

corrélateur d'images. Dispositif électronique interprétant les résultats de l'analyse des densités de deux images photographiques d'un même objet, dans le but de définir les zones infinitésimales homologues.

cotidales. *adj.* **(lignes).** Lignes joignant sur une carte (dite cotidale) les points d'un bassin où la marée se produit au même moment.

couche du minimum. Teneur minimale en oxygène dissous du milieu marin, en fonction de la profondeur. Par exemple, dans l'Atlantique, la couche du minimum est située à 40° de latitude Nord, entre 400 et 900 m sous la surface.

courantomètre. *n.* Appareil de mesure de la vitesse et de la direction d'un courant, conçu pour une utilisation durant des périodes assez brèves, de quelques dizaines de minutes à quelques jours.

courants de marée. Courants, engendrés par la marée, de période et d'amplitude dépendant du régime de celle-ci.

courants océaniques. Mouvements apériodiques de déplacement de masses d'eaux océaniques, définis par la vitesse, la direction et le volume d'eau transportée.

courants de turbidité. Courants de gravité dans l'Océan, dus à l'écoulement d'une eau dont la densité est augmentée par les sédiments qu'elle contient en suspension. Il s'agit souvent d'avalanches boueuses (pouvant atteindre des vitesses de 50 km/h ou plus), déclenchées sur les pentes de la marge continentale.

courbe de niveau. Ligne conventionnelle joignant les points de même altitude.

croisement. *n.* Sur un plan de représentation, angle entre la direction de l'axe des ordonnées et la droite joignant deux points.

croûte continentale. Couche constitutive de la partie superficielle du globe terrestre, située sous les continents, d'une épaisseur moyenne de 35 km. Elle est formée de roches métamorphiques anciennes et de roches plutoniques, comme les granites. Elle repose sur le manteau supérieur. Voir *croûte sialique.*

croûte océanique. Couche constitutive de la partie superficielle du globe terrestre, située sous les océans, d'une épaisseur moyenne de 10 km. Elle est formée de basaltes, roches volcaniques riches en silicates et alumino-silicates de magnésium, de fer et de calcium. Elle repose sur le manteau supérieur.

croûte sialique. Autre nom donné à la croûte continentale, en raison de sa composition comprenant principalement de la silice et des alumino-silicates de potassium ainsi que de sodium.

cyclogenèse. *n.* Processus d'apparition ou d'intensification d'une circulation cyclonique.

cyclone tropical. Dépression d'origine tropicale, de petit diamètre, donnant des vents violents et des précipitations torrentielles parfois accompagnées d'orages.

D-E

déclinaison. *n.* Angle compris entre la direction du nord magnétique et le méridien géographique du lieu considéré (déclinaison magnétique).

déclinaison magnétique. Angle horizontal entre les directions du nord géographique et du nord magnétique.

déclinatoire. *n.* Boîte contenant une aiguille aimantée reposant sur un pivot. Permet d'orienter une planchette ou de donner une direction de référence à la mesure d'angles horizontaux avec une précision de l'ordre du décigrade.

densité de l'eau de mer. Comme pour tous les corps, la densité de l'eau de mer est la masse de l'unité de volume pour une température et une pression données. Une troisième variable, la salinité, lui est ajoutée; elle est exprimée en g/cm^3.

dépression. *n.* Région de l'atmosphère où la pression est basse par rapport aux régions voisines situées au même niveau.

dérive des continents. Théorie proposée entre 1910 et 1915, formulée en 1929 par le géophysicien et météorologue allemand Alfred Wegener, et selon laquelle, dans le passé, les continents auraient formé un « supercontinent » qui se serait fragmenté, et dont les morceaux se seraient éloignés les uns des autres par dérive.

déviation de la verticale. En un point, angle de la verticale et de la normale.

diagramme. *n.* Représentation géométrique de la structure ou de l'évolution d'un phénomène.

diagramme aérologique. Diagramme thermodynamique utilisé pour des analyses aérologiques et synoptiques.

diagramme t. s. Figuration simultanée des températures en ordonnées et des salinités en abscisses, indispensable pour la connaissance du comportement des masses d'eaux océaniques.

diffusion du rayonnement solaire. Altération de l'énergie solaire dans l'eau. Les molécules d'eau de mer ainsi que les particules minérales ou organiques en suspension renvoient le rayonnement solaire dans diverses directions.

dipôle. *n.* Ensemble formé par deux charges électriques ou magnétiques ponctuelles égales et de signes opposés, situées à faible distance.

dislocation. *n.* Les dislocations peuvent être des ploiements de couches sans cassure, ou bien avec cassure et déplacement. Dans le premier cas on parle de *plissements,* dans le second de *failles.*

distorsion. *n.* Écart, dû à certaines aberrations de l'objectif, entre la position d'une image photographique ponctuelle sur le cliché et la position qu'elle devrait théoriquement occuper.

divergence. *n.* Grandeur scalaire définie, pour un champ de vecteur V (*ex.* le vecteur vent) par :

$$\text{div V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}.$$

dorsales médio-océaniques. Système de reliefs montagneux, ou fragments de dorsales reliés entre eux par des zones de fractures actives, sillonnant les fonds de l'océan mondial sur une distance d'environ 65 000 km. Les dorsales sont, par endroits, larges de plus de 2 000 km, et s'élèvent en moyenne à 2 000 m au-dessus des bassins océaniques. La crêtes des dorsales est entaillée par une vallée centrale, ou Rift. Les dorsales sont les zones frontières de deux plaques divergentes, et des zones de formation de plaques lithosphériques océaniques par accrétion.

dyke. *n.* Filon de lave injecté dans des fissures de cônes volcaniques.

dynamomètre. *n.* Instrument qui sert à évaluer les forces.

eaux juvéniles. Eaux riches en chlorures et en bromures, provenant, sous forme de venues hydrothermales, du dégazage des matériaux constitutifs du globe au travers de fissures de l'écorce basaltique.

éclimètre. *n.* Instrument ou organe d'instrument conçu pour la mesure des angles dans le plan vertical. Il est composé d'un cercle vertical gradué et centré sur les tourillons porteurs d'une lunette. Le cercle gradué comporte une nivelle, destinée à mettre en coïncidence l'origine des graduations avec la verticale du lieu.

électromagnétisme. *n.* Partie de la physique qui étudie les interactions entre courants électriques et champs magnétiques.

ellipsoïde de révolution. Surface engendrée par une ellipse tournant autour d'un de ses axes.

émagramme. *n.* Diagramme thermodynamique ayant pour coordonnées cartésiennes rectangulaires ou obliques t (température) et ln$p$ (log. népérien pression).

énergie marémotrice. Énergie qu'il est possible, en quelques points du monde où l'amplitude des marées est maximale, de produire à partir de turbines entraînées par le courant de flot et par celui de jusant.

énergie thermique des mers. Énergie qu'il est possible de produire en utilisant les différences de température qui existent entre les eaux de surface et les eaux profondes.

épicentre. *n.* Foyer apparent d'un séisme, situé sur la surface de la Terre.

équation de continuité. Équation de l'hydrodynamique exprimant que, dans un volume fluide hypothétique, l'accroissement de masse est égal au bilan des masses qui y rentrent et en sortent.

équation de l'hydrostatique. Forme de l'équation de mouvement pour les composantes verticales, dans laquelle tous les termes sont considérés

comme négligeables devant les forces de pression et de pesanteur.

équation du mouvement. Dans le mouvement de l'atmosphère par rapport à la Terre, l'équation vectorielle relative à l'unité de masse de l'air est :

$$\frac{dV}{dt} = -2\,\Omega \times V - gk - \frac{1}{\rho}\nabla p + F.$$

équation de tendance. Équation exprimant que la rapidité de variation locale de la pression, à un niveau donné de l'atmosphère, est due à la fois à l'advection et à la divergence de vitesse horizontale.

équation du tourbillon. Équation obtenue en prenant les tourbillons des termes de l'équation vectorielle du mouvement. Elle donne la rapidité de changement du tourbillon relatif d'une particule d'air.

estompage. *n.* Variation de teinte donnant une figuration plastique du relief en fonction de la pente et d'une hypothèse conventionnelle d'éclairage du terrain.

étale. *n.* Brève période de la marée océanique séparant le flot et le jusant, au cours de laquelle le courant de la marée, montante ou descendante, est nul.

eustatisme. *n.* Théorie d'explication des variations du niveau moyen des océans au cours des temps géologiques.

euxinisme. *n.* Apparition d'hydrogène sulfuré dans un milieu aquatique confiné, en raison de la consommation totale de l'oxygène dissous et du non-renouvellement des eaux.

évaporites. *n.* ou **roches salines.** Toutes roches sédimentaires formées par précipitation de sels originairement dissous dans les eaux d'un bassin océanique, à la suite de l'évaporation et de la sursaturation de la masse liquide. Les évaporites sont en rapport étroit avec les zones marines de subsidence.

excavation. *n.* Action de creuser dans le sol; creux dans un terrain qui peut être naturel (caverne, faille, grotte) ou artificiel (fosse, puits, souterrain, tranchée).

extensomètre. *n.* Instrument qui mesure les déformations produites dans un corps sous l'effet des contraintes mécaniques.

F

faille. *n.* Fracture de l'écorce terrestre, suivie d'un glissement relatif des deux masses rocheuses résultantes le long d'une surface appelée *plan de faille.*

faille transformante. Accident tectonique perpendiculaire à l'axe d'accrétion d'une dorsale médio-océanique, et décalant des segments de cette dorsale, dont elle transforme ainsi la direction. C'est une zone de frottement de plaques lithosphériques.

floes. *n.* Fragments individualisés de banquise au cours de la régression du phénomène de glaciation océanique.

floraison ou ***bloom.*** *n.* Poussée végétale rapide dans la tranche d'eau superficielle qui se développe en raison de la combinaison de l'énergie solaire et des sels nutritifs (nitrates et phosphates).

flot. *n.* Courant de marée montante (flux).

fluage. *n.* Déformation d'un corps soumis à de très fortes pressions.

forages profonds (programme de). Programme mené depuis 1968 pour effectuer des prélèvements par grands fonds au moyen d'un navire capable de forer un maximum de 1 500 m dans la croûte océanique sous une épaisseur de 6 000 m d'eau. De tels prélèvements sont nécessaires pour connaître, notamment, l'évolution de la couverture sédimentaire depuis l'époque de formation de la croûte.

force de Coriolis. 1° *En météorologie,* force centrifuge, composée, due à la rotation de la Terre sur elle-même, qui agit sur les particules d'air dont on considère le mouvement par rapport à la Terre.
2° *En océanographie,* accélération due à la rotation de la Terre et dont la grandeur ne dépasse pas 1/100 000 de celle de la pesanteur, mais dont l'influence sur les marées et sur les courants océaniques est essentielle.

formule harmonique des marées. Méthode de prédiction universelle des marées, proposée en 1867 par Lord Kelvin; elle est l'expression de la marée totale. Les constantes locales d'amplitude et de phase relatives se déduisent d'une longue série d'observations par un traitement mathématique approprié, ou *analyse harmonique.*

fosse océanique. Dépression longue et étroite, dont la profondeur peut atteindre 11 km (le point le plus profond des océans est situé à 11 022 m dans la fosse des Mariannes, ou de Guam), qui est, à la surface d'une plaque lithosphérique, l'expression d'une zone de subduction. La fosse océanique est associée généralement à un intense volcanisme (arcs volcaniques insulaires), particulièrement marqué sur la bordure de l'océan Pacifique (« ceinture de feu » du Pacifique).

fossé océanique. Fosse partiellement comblée par des sédiments.

front. *n.* Surface de séparation de deux masses d'air (surface frontale).

front chaud. Front non occlus se mouvant de façon telle que la masse d'air chaud succède à la masse d'air froid.

front froid. Front non occlus se mouvant de façon telle que la masse d'air froid succède à la masse d'air chaud.

front occlus. Front séparant deux masses d'air froid qui sont entrées en contact par suite du processus d'occlusion.

frontogenèse. *n.* Processus de formation ou d'intensification d'un front ou d'une zone frontale.

frontolyse. *n.* Processus d'atténuation ou même d'évanouissement d'un front ou d'une zone frontale.

G-H

gabbros. *n.* Roches éruptives grenues à pyroxène.

galvanomètre. *n.* Instrument servant à mesurer l'intensité des courants électriques.

généralisation. *n.* Adaptation des données cartographiques, par allègement du nombre de détails représentés, et simplification des formes des tracés, en vue de l'établissement d'une carte répondant à un but donné.

géodésie. *n.* Science qui étudie la forme et les dimensions de la Terre et s'occupe de l'établissement de cartes.

géodimètre. *n.* Appareil de mesure de distance utilisant le principe de la mesure du temps de parcours d'une onde électromagnétique ou optique.

géoïde. *n.* Surface constituée par le niveau moyen des mers supposé prolongé sous les continents. Le géoïde est voisin de l'ellipsoïde terrestre.

géométral. *n.* Projection de toutes les constructions et de tous les éléments du paysage sur certains plans verticaux dont les directions ont été choisies en fonction de la configuration du centre ou du site.

géopotentiel. *n.* Potentiel auquel le champ de gravité terrestre est associé. Le géopotentiel Φ à la hauteur géométrique z est donné par : $\Phi = \int_o^z g dz.$

gerbe perspective. Ensemble de demi-droites, toutes concourantes en un même point; le nombre d'éléments de l'ensemble pouvant être fini ou infini.

glace fixe ou **jeune glace.** Glace de mer formée au début de l'hiver dans les eaux côtières aux hautes latitudes.

glacis continental. Trait géomorphologique de la partie inférieure de la marge continentale, où le gradient de la pente est compris entre 1/40 (pente continentale) et 1/2 000 (plaine abyssale).

gravimètre. *n.* Appareil installé sur une plate-forme stabilisatrice à bord d'un navire de recherche, afin de mesurer les variations de l'accélération de la gravité d'un point à un autre de l'Océan ou en un même point.

gravimétrie. *n.* Technique de détermination de l'intensité de la pesanteur et de son interprétation.

guyot. *n.* Mont sous-marin inactif de forme circulaire, ancienne île ou atoll érodés et tronqués s'enfonçant en fonction d'un mouvement général de subduction. Un guyot peut aussi être un volcan sous-marin primitif. Nommé ainsi en souvenir du géologue suisse Arnold Guyot.

gyroscope. *n.* Appareil animé d'un mouvement de rotation autour de l'un de ses axes, et qui peut être déplacé sans que la direction de cet axe soit modifiée.

hachures. *n.* Traits disposés selon la ligne de plus grande pente et dont la longueur, l'espacement ou l'épaisseur varient en fonction de la pente et d'une hypothèse conventionnelle d'éclairage du terrain.

hodochrone. *n.* Graphique qui représente le temps en fonction de la distance.

houle. *n.* Onde cylindrique monochromatique de période unique, à profil sensiblement sinusoïdal, intéressant la couche superficielle des eaux océaniques. Composante élémentaire de l'agitation de la surface des océans.

hummocks. *n.* Radeaux de glace dérivant en pleine mer et empilés de façon chaotique.

hydrodynamique. *adj.* Relatif aux mouvements des fluides.

hydrosphère. *n.* L'ensemble de l'élément liquide de la Terre.

hypocentre. *n.* Foyer réel d'un séisme, situé dans les profondeurs de la Terre. S'oppose à *épicentre.*

hypsométrique. *adj.* Qualifie une carte ou une courbe rendant compte de l'altitude des lieux.

I-J

impédance. *n.* Grandeur qui est, pour les courants alternatifs, l'équivalent de la résistance pour les courants continus.

impulsion. *n.* Produit d'une force constante par son temps d'application.

incident. *adj.* Qui rencontre une surface, un corps.

induit. *adj.* Qualifie un courant électrique produit par une variation de flux dans un circuit (sous l'influence d'un aimant ou d'un courant inducteur).

instabilité. *n.* Propriété de l'état de repos ou de mouvement permanent de l'atmosphère telle que toute perturbation introduite dans cet état s'amplifie.

interférence. *n.* Rencontre d'ondes de même direction, qui se détruisent ou se renforcent selon que la crête de l'une rencontre le creux de l'autre ou que les deux crêtes se superposent.

interféromètre. *n.* Instrument permettant de mesurer la distance des franges d'interférence, et servant spécialement à comparer la longueur d'un objet à une longueur d'onde connue.

isostasie. *n.* Condition d'équilibre vers laquelle tend l'écorce terrestre et qui a pour conséquence l'immobilité apparente que l'on constate entre des masses voisines de densité différente, comme les océans et les continents.

isotache. *n.* **(ligne).** Lieu des points d'égale valeur de la vitesse du vent.

isotherme. *adj.* Qui se produit à température constante.

itération. *n.* Procédé de calcul des racines d'une équation, par approximations successives.

jusant. *n.* Courant de marée descendante (reflux).

L-M

latitude astronomique. Angle de la verticale avec le plan de l'équateur.

latitude géodésique. Angle de la normale avec le plan de l'équateur.

légende. *n.* Résumé explicatif des conventions adoptées pour un type de carte et qui figure dans sa marge.

levé. *n.* Ensemble des opérations topographiques destinées à la représentation graphique ou numérique du terrain.

limbe. *n.* Couronne, ou disque, en métal ou en verre, portant une graduation angulaire centrée sur l'axe principal ou secondaire d'un instrument de mesure d'angles horizontaux ou verticaux. La graduation est obtenue à l'aide d'une machine à diviser qui possède un mouvement circulaire centré sur le limbe et dont le tracelet grave automatiquement les traits équidistants.

lithosphère. *n.* Ensemble externe, indéformable, de l'écorce terrestre, fragmenté en plaques, capable de transmettre à de longues distances des contraintes mécaniques. D'une épaisseur d'environ 100 km elle repose sur une couche visqueuse capable de fluer, l'asthénosphère, dont les mouvements de convection peuvent entraîner les déplacements relatifs des plaques.

longitude astronomique. Angle dièdre entre le méridien astronomique et un méridien origine (généralement Greenwich).

longitude géodésique. Angle dièdre entre le méridien géodésique et un méridien origine.

macrométéorologie. *n.* Partie de la météorologie se rapportant à l'étude des conditions météorologiques à grande échelle.

magma. *n.* Masse minérale pâteuse située en profondeur, dans une zone de températures très élevées et de très fortes pressions, où s'opère la fusion des roches. La solidification des magmas donne naissance aux roches éruptives.

manteau supérieur. Couche constitutive de la partie superficielle du globe terrestre, sur laquelle reposent la croûte océanique et la croûte continentale, ou sialique. Le manteau supérieur est constitué de roches de forte densité, les péridotites, formées essentiellement de silicates et d'oxydes de magnésium, de fer et de calcium. La composition du manteau varie avec la profondeur.

marée océanique. Mouvement oscillatoire des eaux océaniques répondant à l'action gravitationnelle du Soleil et de la Lune.

marge continentale. Zone immergée formant la transition entre les continents émergés et les bassins océaniques.

marnage. *n.* Différence de hauteur d'eau entre la pleine mer et la basse mer précédente ou suivante.

masse d'air. Ensemble de particules d'air dont les trajectoires et les propriétés ne présentent horizontalement qu'une différence faible et continue.

méridien astronomique. Plan formé par la verticale et la parallèle à l'axe de rotation de la Terre.

méridien géodésique. Plan formé par la normale et la parallèle à l'axe de rotation de la Terre.

méthode des analogues. *En météorologie,* méthode de prévision basée sur l'hypothèse que la situation synoptique actuelle évoluera de la même façon qu'a évolué une situation analogue dans le passé.

méthode de la particule. Méthode de discussion de la stabilité hydrostatique de l'atmosphère en considérant le déplacement vertical d'une particule d'air, l'environnement étant supposé rester au repos.

méthode de la tranche. Perfectionnement de la méthode de la particule dans laquelle on tient compte des perturbations de l'environnement provoquées par le déplacement de la particule.

mésométéorologie. *n.* Partie de la météorologie se rapportant à l'étude des conditions météorologiques à moyenne échelle.

micrométéorologie. *n.* Partie de la météorologie se rapportant à l'étude des conditions météorologiques à petite échelle.

minute. *n.* Support plan sur lequel sont représentés à une échelle donnée les détails planimétriques et altimétriques du terrain. La minute de levé est généralement munie d'un réseau d'axes de coordonnées correspondant au système de représentation utilisé.

modèle barocline. Atmosphère barocline hypothétique utilisée comme modèle atmosphérique qui tient compte de la structure thermodynamique et fournit une prévision à plusieurs niveaux.

modèle barotrope. Atmosphère barotrope hypothétique utilisée comme modèle atmosphérique qui fournit une prévision à un niveau unique (généralement, 500 millibars).

N-O

nodules polymétalliques. Concrétions riches en oxydes de fer et en oxydes de manganèse, pouvant contenir de faibles proportions de cuivre, de nickel et de cobalt. De formes variées (nodules ellipsoïdaux, agglomérats anguleux ou croûtes de grandes surfaces), on les trouve principalement à grande profondeur dans des zones où la sédimentation est très faible ou nulle.

nord géographique. Direction du pôle Nord géographique. Abrégé NG.

nord magnétique. Direction du pôle Nord magnétique.

normale. *n.* Droite perpendiculaire à l'ellipsoïde.

octa. *n.* Fraction égale à un huitième de la voûte céleste. Elle est utilisée dans le chiffrement de la nébulosité.

œrsted. *n.* Unité C.G.S. d'intensité de champ magnétique.

onde. *n.* Déformation, ébranlement ou vibration dont l'élongation est fonction périodique des variables de temps et de l'espace.

onde de Helmholtz. Onde instable à la limite de séparation de deux couches d'air adjacentes sur laquelle se trouve une discontinuité de vitesse du vent.

ondes internes. Ondes sous-marines se développant entre des volumes d'eaux de densités différentes, horizontalement ou verticalement selon le gradient de densité. Leur rôle est important pour le mélange et le transport des eaux.

ondes longitudinales. Ondes dans lesquelles le déplacement, la vibration, se produisent dans la direction de la propagation. *Ex.* Ondes sonores.

ondes transversales. Ondes dans lesquelles le déplacement, la vibration, se produisent dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. *Ex.* Ondes électromagnétiques.

ophiolites. *n.* Roches magmatiques extrêmement variées, tantôt grenues, tantôt très fines, de teinte verte. On rencontre des massifs d'ophiolites dans toute la chaîne alpine et ses prolongements orientaux, c'est-à-dire depuis les Alpes franco-italiennes jusqu'à l'Himalaya.

orage. *n.* Une ou plusieurs décharges brusques d'électricité atmosphérique se manifestant par une lueur brève (éclair) et par un bruit sec ou un roulement sourd (tonnerre).

orogenèse. *n.* Ensemble des grands phénomènes, passés et actuels, qui sont à l'origine de la formation des chaînes de montagnes, accompagnés de transformations métamorphiques, de volcanisme et d'intrusion de matières magmatiques en provenance du manteau supérieur.

orthonormé. *adj.* Qualifie une référence dans laquelle les directions sont orthogonales et pour laquelle une norme de longueur a été adoptée.

orthophotographie. *n.* Photographie transformée dans laquelle tous les détails sont remis à leur place, permettant ainsi de faire les mêmes mesures que le levé graphique.

orthoprojecteur. *n.* Appareil de restitution permettant d'effectuer des orthophotographies.

ouragan. *n.* Nom donné, par extension, à tout cyclone tropical où le vent atteint une grande violence.

P

palladium. *n.* Métal précieux, blanc, très ductile et très dur.

panache. *n.* Ligne de volcans sous-marins ou insulaires marquant la trace du mouvement relatif d'une plaque lithosphérique par rapport à une source de magma montant à la surface de la plaque par un réseau de fractures.

parallaxe. *n.* D'une façon générale, différence de position de deux points par rapport à une même référence. En photogrammétrie, on distingue la *parallaxe linéaire* ou *horizontale,* parallèlement à la ligne de vol, et la *parallaxe transversale* ou *verticale,* perpendiculairement à cette ligne.

pente continentale. Déclivité entre le rebord du plateau continental et la plaine abyssale d'un bassin océanique.

péridot. *n.* Silicate de magnésium et de fer, de couleur vert clair.

période. *n.* Temps écoulé entre deux passages successifs d'un système oscillant par la même position et avec la même vitesse. *Ex.* Période d'une onde : intervalle entre deux maximums successifs en un point donné.

perturbation atmosphérique. Terme appliqué habituellement à une faible dépression ou aux conditions météorologiques dans une région où apparaissent les signes de développement d'une circulation cyclonique.

pH. Concentration mesurable d'ions d'hydrogène dans un milieu aqueux considéré. Définit l'acidité ou l'alcalinité de ce milieu.

phase. *n.* Constante angulaire caractéristique d'un mouvement périodique. Le déphasage est la différence de phase entre deux mouvements de même période. Des mouvements de même période en phase débutent en même temps, leurs fonctions ayant leurs maximums et leurs minimums pour des valeurs identiques de leurs variables; des mouvements en opposition de phase ont un angle de phase de 180°.

photocomposition. *n.* Procédé photographique remplaçant la typographie pour la réalisation de textes.

photogoniomètre. *n.* Appareil constitué d'un support de chambre photographique et d'un théo-

dolite à lunette décalée. Cet appareil mesure l'angle formé par deux rayons perspectifs traversant l'objectif photographique et permet de déterminer sa distorsion, ainsi que les caractéristiques de la chambre photographique (centrage et tirage).

pillow lavas. *n.* Structure « en coussin » des laves ophiolitiques, due à l'épanchement du magma basaltique sous l'eau, en particulier, en milieu marin.

plaine abyssale. Partie d'un bassin océanique recouverte et nivelée par des sédiments terrigènes, caractérisée par une surface extrêmement plane dont la pente générale, selon la direction d'écoulement des sédiments, ne dépasse pas 1 pour 2 000.

plan. *n.* Document représentant une surface d'étendue suffisamment restreinte pour que la courbure de la Terre puisse être négligée.

planimétrie. *n.* Représentation sur un plan horizontal des points caractéristiques du terrain. Cette opération, jointe à celle de l'altimétrie, permet la représentation complète du terrain. Les principaux éléments planimétriques sont les distances et les angles horizontaux formés par les points du sol.

plaques. *n.* Grandes zones asismiques de la couche lithosphérique de l'écorce terrestre, ceinturées par des zones sismiques linéaires. Elles sont considérées comme rigides sur une épaisseur de 70 à 100 km. Les plaques comportent aussi bien de la croûte océanique que de la croûte continentale. Voir *tectonique des plaques*.

plasma. *n.* Gaz (ou vapeur) ionisé. Le plasma solaire est composé d'électrons, de protons et de noyaux d'atomes d'hélium (hélicons).

plateau continental. Partie relativement horizontale de la marge continentale, prolongeant les terres émergées jusqu'à une profondeur de l'ordre de 200 m. Il se termine vers le large par une rupture de pente bien marquée.

podomètre. *n.* Appareil utilisé au cours des levés de reconnaissance à petite échelle. Il permet d'enregistrer approximativement les distances parcourues à pied.

point de Curie. Température au-dessus de laquelle un corps ferromagnétique perd ses propriétés caractéristiques et ne se comporte plus que comme un corps paramagnétique. Le point de Curie des roches est en général de l'ordre de 600 °C ou moins, donc très inférieur au point de fusion.

pointé. *n.* Mise en coïncidence de l'intersection des traits du réticule d'une lunette avec l'image de l'objet visé. Cette opération permet la mise en place du plan vertical de visée, défini par l'axe optique de la lunette et l'axe vertical de l'instrument. C'est une phase préalable à la mesure d'un angle.

polynies. *n.* Espaces libres d'eaux océaniques ouverts entre la terre et des radeaux de glace dérivant vers le large.

portulan. *n.* Ouvrage contenant la description des ports, de leurs fonds, de la manière d'y entrer ou d'en sortir, des marées les concernant. Dans le langage courant, carte marine illustrant cette description.

prévision. *n.* Exposé de conditions météorologiques prévues pour une période définie et pour une zone ou une partie d'espace aérien déterminées.

prévision à longue échéance. Prévision dont la période de validité est supérieure à celle d'une prévision à moyenne échéance (généralement, un mois ou plus).

prévision numérique. Prévision des champs de pression par résolution numérique des équations du mouvement sous une forme simplifiée.

prévision objective. Prévision météorologique basée sur l'application des lois soit de la dynamique soit de la thermodynamique, soit encore de la statistique, de façon à éliminer tout élément de jugement personnel.

prévision statistique. Prévision objective basée sur l'étude statistique du comportement passé de l'atmosphère, exprimée sous la forme d'équations de régression, de probabilités, etc.

processus adiabatique. Transformation thermodynamique opérée sans échange de chaleur entre le système considéré et son environnement.

processus pseudo-adiabatique. Processus adiabatique de l'air humide saturé dans lequel les particules d'eau condensée sont évacuées du système.

projection. *n.* Correspondance ponctuelle entre l'ellipsoïde terrestre et le plan. Cette correspondance n'étant pas toujours susceptible d'une définition géométrique, il faut préférer au mot projection le terme *représentation plane de l'ellipsoïde*.

R

radioactif. *adj.* Qualifie un élément susceptible de se transformer par désintégration en un autre élément par suite d'une modification du noyau de l'atome, en émettant des rayonnements corpusculaires (hélions, électrons) ou électromagnétiques (rayons γ).

radiovent. *n.* Équipement utilisé pour la détermination du vent en altitude en suivant, par des moyens électroniques, la trajectoire d'un ballon libre.

radon. *n.* Gaz inerte et radioactif, émanation du radium.

raz de marée. *n.* Sont le résultat de brusques mouvements du fond marin, généralement provoqués par des tremblements de terre mais quelquefois par des éruptions volcaniques (Krakatoa) ou par des glissements de terrains sous-marins. Ces mouvements peuvent déplacer de grosses masses d'eau et déclencher des vagues qui parcourent les mers ou les océans à une vitesse proportionnelle à la racine carrée de la profondeur de ceux-ci. Voir *tsunami*.

réduction barométrique. Table de réduction des lectures du baromètre à mercure d'une station à des conditions types de température et de gravité.

réfraction. *n.* Déviation d'un rayon lumineux ou d'une onde électromagnétique qui franchit la surface de séparation de deux milieux, dans lesquels il se propage avec des vitesses différentes.

remontées d'eaux profondes ou ***upwellings.*** Montées vers la surface d'eaux profondes riches en sels nutritifs (nitrates et phosphates), observées en certaines régions océaniques (Pérou, basse Californie, Mauritanie notamment) et qui conditionnent la répartition géographique des populations de Poissons.

renouvellement des fonds océaniques ou ***sea-floor spreading.*** Modèle proposé en 1960 par H. H. Hess, et en 1961 par R. Dietz, complété en 1963 par F. Vine et D. Matthews, en 1968 par W. J. Morgan et X. Le Pichon, selon lequel les fonds océaniques sont renouvelés continuellement à partir des dorsales médio-océaniques par épanchement de matériaux basaltiques provenant du manteau supérieur de l'écorce terrestre.

résonance. *n.* Effet qui augmente l'amplitude des marées lorsque les ondes de marée se superposent à des oscillations de masses d'eau dont les fréquences sont proches des leurs.

restitution. *n.* *En photogrammétrie,* recherche de l'ensemble des intersections dans l'espace de tous les rayons homologues de deux gerbes perspectives définies par deux clichés photographiques.

réticule. *n.* Disque composé d'une lame de verre sur laquelle sont gravés des traits de repère. Ces repères sont placés dans le plan focal de l'objectif d'une lunette réglée à l'infini et servent à exécuter les pointés.

rides océaniques. Longue série de sommets sur une chaîne montagneuse sous-marine étroite.

rift. *n.* Vallée centrale de la dorsale qui est le siège d'une excrétion permanente de matière provenant du manteau supérieur. Cette matière basaltique monte dans l'intervalle libéré par les mouvements de divergence des plaques.

rift océanique. Vallée axiale centrale entaillant la crête d'une dorsale médio-océanique, profonde d'environ 2 km. Zone sismique active que les travaux de l'océanologie et de la géophysique ont identifiée progressivement à partir de 1956 comme étant la zone de remontée de matériau asthénosphérique constituant par accrétion les plaques lithosphériques.

S

salinité. *n.* Teneur globale d'une eau de mer en constituants conservatifs, ou primaires. Elle est définie par la constance du rapport d'un ion métallique pris séparément au chlorure qui est l'ion le plus répandu dans les eaux océaniques.

sédiments authigènes. Dépôts sur les fonds océaniques formés sur place à partir de minéraux en solution dans l'eau.

sédiments biogènes. Produits de la décomposition de micro-organismes planctoniques ou benthiques, végétaux (phytoplancton) ou animaux (zooplancton), se déposant sur les fonds océaniques.

sédiments terrigènes. Produits d'érosion d'origine continentale se déposant sur les fonds océaniques sans avoir subi d'autres modifications que mécaniques.

seiches. Oscillations du niveau d'une étendue d'eau (golfes resserrés, baies profondes, lacs) sur une des périodes propres de cette étendue. Ce sont des ondes stationnaires engendrées en général par des variations de la pression atmosphérique.

séisme. *n.* Relâchement soudain d'énergie élastique dans un volume limité. Le modèle le plus simple, dit du rebondissement élastique, suppose donc l'existence d'un corps cassant et élastique.

sels nutritifs. Constituants non conservatifs ou secondaires du milieu océanique : composés d'azote, phosphates et silicates, jouant un rôle fondamental dans le développement de la vie.

serpentines. *n.* Roches métamorphiques (silicates magnésiens) dont la masse, vert sombre, est traversée de petits filons fibreux.

seuil océanique. Point le plus profond d'une chaîne de montagnes, ou dorsale entre deux bassins océaniques établissant une communication profonde entre ces bassins.

signe conventionnel. Graphisme positionné sur une carte et facilitant l'identification d'un détail dont la surface, à l'échelle, serait trop petite pour être perceptible ou caractérisée.

sismique réflexion. Procédé de prospection utilisé en mer pour l'étude de la croûte océanique, fondé sur le fait que, lorsque le front d'une onde acoustique émise dans l'eau des océans rencontre la surface des fonds, une partie de son énergie revient en arrière. Un navire remorquant des hydrophones et enregistrant en surface la réflexion des ondes acoustiques, émises par des sources sonores, pourra effectuer en continu un profil de la surface des fonds.

sismique réfraction. Procédé de prospection utilisé en mer pour l'étude des couches de la couverture sédimentaire de la croûte océanique, fondé sur la transmission dans cette couverture d'une partie de l'énergie d'un front d'une onde acoustique émise dans le milieu marin (réfraction). L'onde réfractée est décrochée de l'onde incidente et de l'onde réfléchie, en fonction des différences de vitesse de propagation dans des milieux hétérogènes. Les hydrophones enregistreurs du retour à la surface d'une onde réfractée seront placés sur une bouée éloignée du navire émetteur de l'onde acoustique.

situation synoptique. État de l'atmosphère tel qu'il apparaît d'après la distribution de la pression et des masses d'air sur une ou des cartes synoptiques.

sondage. *n.* 1° *En océanographie,* procédé de mesure de la profondeur d'un volume d'eau considéré. L'établissement des cartes bathymétriques est permis par des lignes de sondages, de même que les cartes terrestres sont établies à partir de levés topographiques. Le procédé moderne de sondage est celui de l'écho-sondage, mesure du temps écoulé entre la génération d'une onde sonore en surface et l'enregistrement de son retour à la surface après réflexion sur le fond. 2° *En météorologie,* détermination d'un ou de plusieurs éléments météorologiques en altitude au moyen d'instruments emportés par des véhicules : ballon, avion, etc.

stabilité. *n.* Propriété de l'état de repos ou de mouvement permanent de l'atmosphère tel que toute perturbation introduite dans cet état s'atténue.

stadimètre. *n.* Organe de mesure indirecte des distances. Les tachéomètres sont munis de stadimètres à angle constant ou à variation de pente.

stéréocomparateur. *n.* Appareil destiné à la mesure des coordonnées rectangulaires des points-images de deux clichés observés stéréoscopiquement.

stéréogramme. *n.* Ensemble de deux perspectives d'un même objet prises de points de vue différents.

stéréomodèle. *n.* Vision virtuelle que l'on obtient à travers les objectifs d'un appareil de restitution lorsque les deux clichés contenant le couple stéréoscopique sont mis en place.

subduction. *n.* Mouvement général, lent et progressif, de retour d'une plaque lithosphérique dans l'asthénosphère suivant un plan dont la pente augmente progressivement avec la profondeur. Une zone de subduction est en général caractérisée par un système fosse-arc insulaire. Les taux de subduction, ou de disparition de croûte océanique, atteignent 10 cm par an, soit 100 km par million d'années.

système géodésique. Ensemble de données définissant les valeurs numériques des coordonnées géodésiques : point fondamental, ellipsoïde de révolution, observations d'angles, de distances et d'azimut, mode de calcul.

T

tachéomètre. *n.* Instrument muni d'organes permettant la mesure d'angles horizontaux (goniomètre) d'angles verticaux (éclimètre) et des longueurs (stadimètre). Il est quelquefois complété par un déclinatoire.

tectonique. *n.* Partie de la géologie qui traite de la structure de l'écorce terrestre, telle qu'elle résulte des déformations orogéniques (dislocations, plissements). *Par ext.,* cette structure.

tectonique des plaques. Théorie qui utilise plusieurs idées de la dérive de continents de Wegener, du renouvellement des fonds océaniques (Hess, Dietz, Vine, Matthews, Morgan, Le Pichon), et propose un modèle de cinématique rendant compte de l'activité tectonique actuelle de l'écorce terrestre, composée de six grandes plaques lithosphériques (Le Pichon, 1968), complétées par six plaques plus petites (Morgan, 1971), se déplaçant les unes par rapport aux autres en fonction sans doute des courants de convection dans l'asthénosphère.

teintes hypsométriques. Teintes conventionnelles représentant des zones dont l'altitude est comprise entre certaines courbes de niveau, déterminées selon des conventions.

tellurique. *adj.* De la terre, qui provient de la terre. *Ex.* Mouvement tellurique, tremblement de terre, séisme. Courant tellurique : qui circule dans le sol.

température des eaux des océans. Dépend du bilan fluctuant des gains et des pertes de chaleur, la source principale d'énergie calorifique pour les eaux de surface étant le rayonnement solaire.

température potentielle. Température θ que prendrait une petite masse d'air si elle était amenée adiabatiquement et sans être saturée à une pression de 1 000 millibars.

température virtuelle. Température à laquelle il faudrait porter de l'air absolument sec pour qu'il ait la même masse volumique que l'air humide considéré à la même pression.

tension. *n.* Toute force qui agit de manière à écarter, à séparer les parties constitutives d'un corps (opposé à *pression*).

téthys. *n.* Océan aujourd'hui disparu. Selon la théorie de la dérive des continents, il aurait été inséré entre la partie nord (Pangea) et la partie sud du continent unique à la surface de la Terre au début de l'ère secondaire. Les chaînes de montagnes alpino-himalayennes actuelles marquent le lieu de disparition de la Téthys.

thermocline. *n.* Discontinuité de la courbe de température des eaux en fonction de la profondeur, correspondant à la couche de séparation de masses d'eau de températures différentes.

thermométrie. *n.* Repérage des températures à l'aide de points fixes (ébullition, fusion, solidification de certaines substances dans des conditions déterminées).

topométrie. *n.* Ensemble des techniques de levé permettant d'aboutir à des documents graphiques de représentation du terrain à grande échelle (1/200 et au-dessus) ainsi qu'à la saisie de valeurs numériques précises.

toponyme. *n.* Nom propre à un lieu déterminé.

tornade. *n.* Nom donné en Amérique du Nord à une sorte de trombe intense et de grand diamètre. En Afrique, les tornades sont des orages frontaux d'intensité modérée.

train d'ondes. Émission d'ondes en nombre limité.

triangulation. *n.* Technique de détermination des positions relatives des points sur l'ellipsoïde par observation des éléments (angles et distances) de triangles dont ces points sont les sommets.

trombe. *n.* Phénomène qui consiste en un tourbillon de vent, souvent intense, et dont la présence se manifeste sous la base d'un cumulonimbus.

tropopause. *n.* Limite supérieure de la troposphère. Par convention, elle est définie comme le niveau le plus bas auquel le gradient vertical de température devient égal ou inférieur à 2 °C/km.

troposphère. *n.* Partie inférieure de l'atmosphère terrestre, qui s'étend du sol jusqu'à une hauteur variant d'environ 9 km aux pôles à 17 km à l'équateur.

tsunami. *n.* Nom japonais donné aux systèmes en lames de fond engendrés par des séismes de plus de 6,5 dans l'échelle de Richter. L'amplitude de ces lames arrivant en eaux peu profondes est telle que des dégâts considérables peuvent être causés sur les rivages.

typhon. *n.* Nom donné aux cyclones tropicaux de la mer de Chine et, plus généralement, du nord-ouest du Pacifique.

V-Z

vernier. *n.* Organe de lecture sur une règle ou un cercle gradué (limbe). La lecture est assurée par la coïncidence de l'une des divisions du vernier avec l'une des divisions du limbe. Généralement, les limbes sont munis de deux verniers diamétralement opposés.

verticale. *n.* Droite perpendiculaire aux surfaces de niveau et au géoïde.

viscosité des eaux océaniques. Comportement des eaux de mer sous l'action de forces extérieures. La viscosité croît avec la salinité, et décroît avec la température.

visqueux. *adj. En séismologie,* qualifie un corps pour lequel la vitesse de déformation est uniquement fonction de la contrainte.

zéolithe. *n.* Solide cristallin susceptible de fixer de très grandes quantités de gaz (par exemple, de vapeur d'eau) et de les libérer par simple chauffage.

ERRATA

Page 36, schéma du haut : par rapport aux indications inscrites sur la figure, faire tourner le dessin de 180°.

Page 107, photographie de gauche : tourner le cliché de 180°.

INDEX DES NOMS CITÉS

La référence aux différents termes figurant dans le volume Astronomie-Physique du Globe se compose du numéro de la page où se trouve la citation, suivi, le cas échéant, des lettres *a* et *b* se rapportant respectivement à la colonne de gauche et à la colonne de droite de chaque page.

Les références sont données, pour les illustrations, par le numéro de la page en caractères gras et, pour le texte, par le numéro de la page en caractères maigres pour une simple citation, et en italique pour un développement plus complet.

Pour les différentes variantes se rattachant à un même terme, un astérisque indiquera le renvoi à ce dernier. *Ex. :*

Algol
* étoile β Per
étoile β Per (Algol) 95 a, **95**

A

B

C

D

O

P-Q

R

S

T

U

V

Z